

UNIVERSIDADE NOVA DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

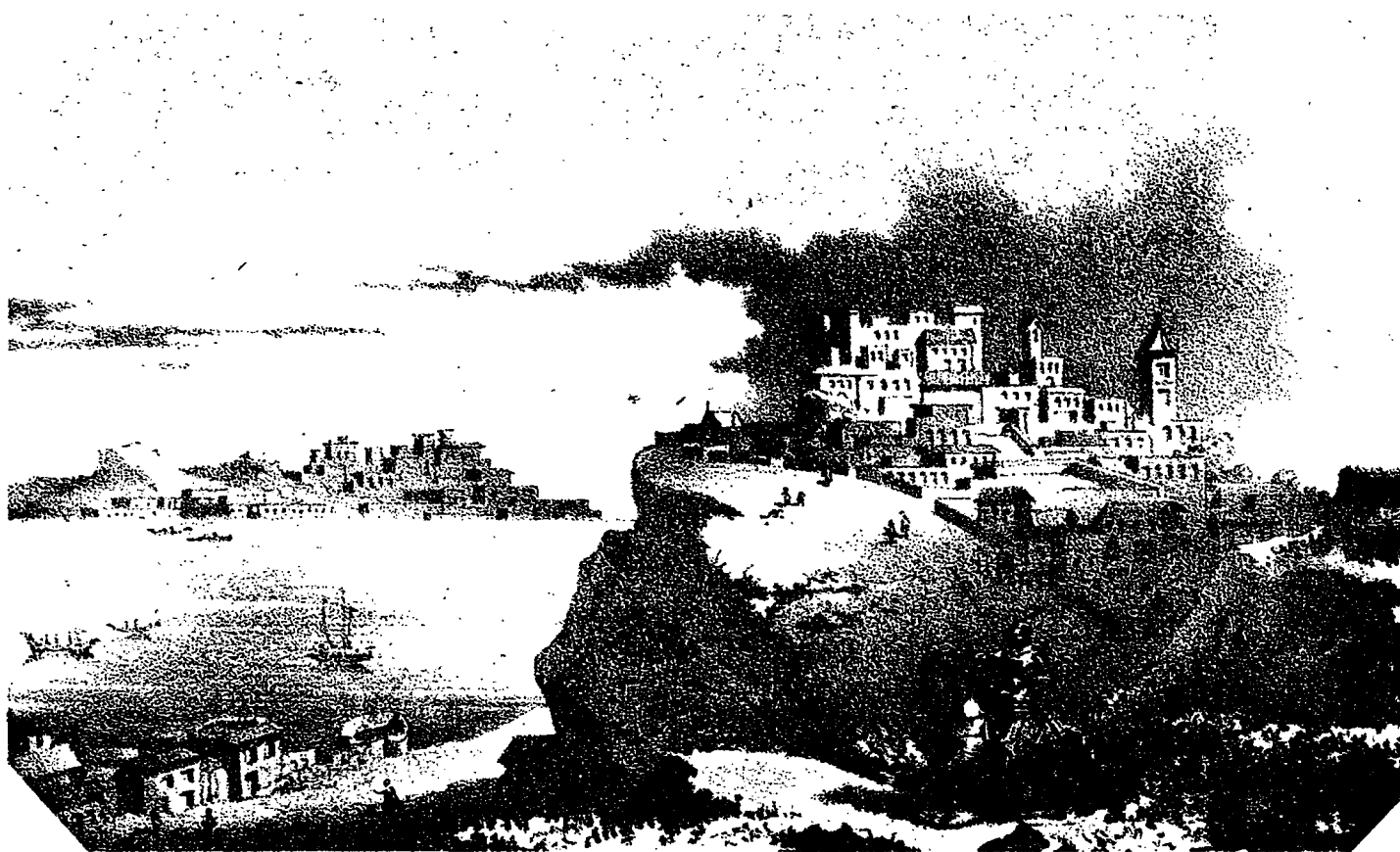
OS TALUDES DA MARGEM SUL DO TEJO
EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E
MECANISMOS DE ROTURA

Pedro Calé da Cunha Lamas

Dissertação apresentada para obtenção do grau de Doutor em
Geotecnia, especialidade de Geologia de Engenharia, pela
Universidade Nova de Lisboa

Lisboa, Outubro de 1998

Nº de Arquivo
copyright



À minha mulher Isabel,
Aos meus filhos Miguel e Gonçalo

AGRADECIMENTOS

Finda a presente dissertação, o autor deseja expressar o seu reconhecimento pelo apoio e aconselhamento facultados por diversas pessoas e instituições, que permitiram levar a bom termo este trabalho.

Em primeiro lugar, agradece ao Prof. Doutor José Alcino Rodrigues-Carvalho, Professor Associado (Agregado) do Departamento de Engenharia Civil da Faculdade de Ciências e Tecnologia da UNL, a orientação e estímulo dados durante as diferentes fases deste trabalho e pelos bons conselhos sempre presentes. A ele o autor deve, também, a oportunidade de frequentar as instalações do Centro de Estudos de Geologia e Geotecnia de Sto. André, em cujos laboratórios se iniciou na prática de certos ensaios em solos e na preparação de provetes para ensaios em rochas, bem como na consulta de publicações da respectiva biblioteca.

Ao Dr. Michael H. de Freitas, do Imperial College (Universidade de Londres), agradece a disponibilidade demonstrada no decorrer de um estágio de curta duração efectuado naquela instituição e em outras deslocações posteriores, e as importantes sugestões no que diz respeito às formas de abordar a evolução dos taludes em estudo.

À Prof^a Doutora Isabel Moitinho de Almeida, agradece o bom acolhimento e o apoio prestado durante as várias deslocações ao Departamento de Geologia da FC/UL. Um reconhecimento, também, pelas atenções concedidas como coordenadora do Projecto PBIC/CEG/1326/92 com o tema "Riscos geológicos associados à evolução de taludes no litoral sul de Portugal", o qual foi financiado pela JNICT no período de 1992 a 1995. Agradece, também, ao Prof. Doutor Slvério Prates, pertencente ao mesmo departamento, a pronta disponibilidade em transmitir os seus conhecimentos na interpretação de difractogramas de Raios X.

Ainda da FC/UL, um agradecimento muito especial ao Prof. Doutor Fernando Marques, do Centro de Geologia, pelo apoio dado em vários domínios da dissertação, nomeadamente sobre a avaliação de taxas de recuo bem como as sugestões respeitantes à análise de mecanismos de rotura. Agradece-se, ainda, a disponibilização do laboratório de geotecnia daquele centro para a realização de alguns ensaios em provetes rochosos.

Ao Professor Doutor João Pais, do Departamento de Ciências da Terra da UNL, o autor agradece a disponibilidade demonstrada e os valiosos esclarecimentos quando solicitado para uma troca de impressões sobre a geologia da região. No respeitante aos mesmos assuntos, um agradecimento, também para o Dr. Paulo Legoinha, assistente investigador do mesmo departamento.

Ao colega Carlos Kullberg, também do DCT, agradece o apoio entusiástico no estudo da tectónica da região e as úteis discussões sobre a evolução geomorfológica dos taludes.

Aos coordenadores da Secção Autónoma de Geotecnia e, posteriormente, aos presidentes do Departamento de Engenharia Civil da UNL, nomeadamente, Prof. Doutor Engº A. Correia Mineiro, Prof. Doutor Engº M. Gonçalves da Silva e Prof. Doutor J. A. Rodrigues-Carvalho, o autor agradece as facilidades concedidas durante o desenrolar dos trabalhos desta dissertação, quer em termos de apoio institucional, quer no que respeita a meios logísticos disponíveis.

Um agradecimento, também, a diversas firmas e instituições pelo fornecimento ou autorização para consultar os numerosos relatórios e estudos respeitantes à região em apreço:

- à Administração do Porto de Lisboa, nas pessoas do Dr. Azevedo Cruz, que proporcionou a consulta de vasto acervo geológico e geotécnico, e do Engº João Bicudo, pelas informações respeitantes a aspectos da hidrologia do estuário do rio Tejo.

- à Câmara Municipal de Almada, especialmente ao Engº Manuel Laranjeira, chefe do DOMH, pela cedência de alguns relatórios sobre obras de estabilização em curso no concelho, bem como da cobertura topográfica mais recente, na escala 1:1 000, que se revelou ferramenta essencial em diferentes fases do trabalho. Do Núcleo Arqueológico, referência especial ao Dr. Luís Barros pela simpatia e disponibilidade sempre demonstradas nas diversas trocas de impressões sobre aspectos históricos de interesse.

- às firmas Esso Standard Portuguesa, Petrogal E.P. e Tagol, Companhia de Oleaginosas do Tejo S.A., pelos numerosos elementos facultados.

- ao Engº Rui Costa, da firma Teixeira Duarte, S.A., por ter possibilitado uma interessante visita às obras de estabilização de um talude do encontro sul da ponte 25 de Abril.

O autor não quer deixar de exprimir o seu reconhecimento às colegas do DEC, Ana Paula Varatojo, Ana Paula Silva e Teresa Santana, pelas inúmeras sugestões e trocas de conhecimentos no decorrer dos trabalhos.

Por fim, um agradecimento muito especial ao Vitor Dias pela valiosa colaboração em diversos trabalhos de campo, de laboratório e de gabinete no último ano da sua licenciatura. Alguns tipos de ensaios ficaram a cargo dos bons auspícios da Sandra Pereira, do laboratório de geotecnia do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, cuja eficiência também se agradece.

SUMÁRIO

Este trabalho debruça-se sobre as condições e processos que comandam a evolução dos taludes que delimitam, pelos lados norte e poente, o extremo setentrional do concelho de Almada. Essa evolução ocorre essencialmente sob a forma de movimentos de terrenos, quase sempre pouco profundos, e de tipos diferentes consoante afectem depósitos siltosos ou silto-argilosos ou as bancadas de rochas brandas, calcárias, margosas ou areníticas que com aqueles alternam.

Após o enquadramento geoambiental da área em estudo, os taludes são divididos em cinco sectores com características morfológicas distintas tanto em relação ao seu perfil como à drenagem que os dissecam. A posição relativa das componentes pelítica e rochosa nos taludes, bem como as importantes variações laterais de fácies ocorrentes numa mesma unidade litostratigráfica têm papel fundamental na variação do perfil dos taludes, não devendo ser esquecida, também, a importância da acção erosiva do Tejo na base dos mesmos.

Análises comparativas de cartas topográficas antigas e recentes e de fotografias aéreas de diferentes datas permitem a avaliação de taxas de recuo ao nível da crista dos taludes. Para as medições efectuadas em fotografia aérea, adoptaram-se diferentes técnicas: uma menos rigorosa, por medição directa do comprimento e da largura média do trecho de crista removido por movimento de terreno, outra de grande rigor, segundo perfis perpendiculares à escarpa passando por referências fixas comuns entre fotografias de datas diferentes. Efectuaram-se também algumas medições directamente no próprio terreno.

Abordam-se as características geotécnicas dos terrenos com base na consulta de relatórios efectuados por firmas de prospecção que, ao longo das últimas décadas, efectuaram estudos geológicos e geotécnicos na região e na realização de ensaios de laboratório em amostras colhidas no campo, no âmbito do presente trabalho.

Com base nas características geotécnicas e na observação da geometria de movimentos de terrenos ocorridos recentemente, analisam-se alguns mecanismos de rotura considerados típicos em cada sector geomorfológico.

ABSTRACT

This thesis deals with the conditions and processes that determine the evolution of the slopes which limit the northern end of Almada county along its north and west borders. That evolution essentially takes place in the form of mass movements, which are most of the time shallow and of different types depending on how they affect the silty or silty-clay deposits, or the soft marly or sandy limestone strata that alternate with them.

The author first sets out the geo-environmental characteristics of the study area, which he then divides into five different sectors with distinct morphologic characteristics, taking into consideration both the topography and drainage of the slopes under discussion. The relative position of soils and rocks on the slopes as well as the lateral variations which are present along a same lithostratigraphic unit, play an important role in the variation of the slope profiles. However, the erosion brought about by the river Tagus on the slope toes should not be overlooked.

Comparative analysis of both old and recent topographic maps and aerial photographs taken on different dates made it possible to assess some of the back movement rates in cliff ridges. Two different techniques were used concerning the measurements on the aerial photographs: one, less accurate, consisted in measuring on the pictures themselves, the length and the average width of the section of the ridge removed by the mass movement; the other, much more precise, took into account perpendicular profiles of the ridges and common references based on photographs taken at different times. In addition, another technique was used which involved measuring directly the actual ridges.

The assessment of the geotechnical features of the ground was based on both the study of reports written by several expert firms which have worked on the area over the past decades, and lab tests, undertaken by the author, on samples taken on the site within the scope of this work.

Taking into account the geotechnical characteristics and the geometry of some recent mass movements, the author analyses the failure mechanisms which were considered more representative of each of the geomorphological sectors of the area under study.

ÍNDICE DE TEXTO

AGRADECIMENTOS.....	
SUMÁRIO.....	
ABSTRACT.....	

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - JUSTIFICAÇÃO DO TEMA	1
1.2 - APRESENTAÇÃO DO TRABALHO	5

CAPÍTULO 2 - TIPOS E CAUSAS DOS MOVIMENTOS DE TERRENOS.CARTOGRAFIA	9
2.1 - CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE TERRENOS	9
2.2 - QUEDAS	15
2.3 - TOMBAMENTOS	19
2.4 - ESCORREGAMENTOS	23
2.4.1 - Escorregamentos rotacionais	23
2.4.2 - Escorregamentos tranlacionais	25
2.4.3 - Análises de estabilidade	26
2.5 - FLUIMENTOS	28
2.5.1 - Fluência	28
2.5.2 - Torrentes ou fluxos de detritos	30
2.6 - CAUSAS DOS MOVIMENTOS DE TERRENOS	31
2.6.1 - Meteorização	33
2.6.2 - Efeito da vegetação	35
2.6.3 - Acção antrópica	40
2.6.3.1 - Explorações mineiras	40
2.6.3.2 - Obras lineares	42
2.6.3.3 - Obras hidráulicas	42
2.6.3.4 - Ocupação urbana	42
2.6.3.5 - Actividade agrícola	43
2.6.4 - Precipitação	43

2.7 - ABORDAGEM GERAL SOBRE A CARTOGRAFIA DE MOVIMENTOS DE TERRENOS	46
2.7.1 - Cartas de inventário	48
2.7.2 - Cartas de susceptibilidade	51
2.7.3 - Cartas de perigosidade	58
2.7.4 - Cartas de probabilidade de ocorrências	61
2.7.5 - Cartas de risco	64
 CAPÍTULO 3 - ASPECTOS GEOAMBIENTAIS DA ÁREA EM ESTUDO	69
3.1 - AGENTES CLIMÁTICOS	69
3.1.1 - Enquadramento geral	69
3.1.2 - Temperatura	70
3.1.3 - Vento	72
3.1.4 - Precipitação	74
3.2 - GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL	79
3.2.1 - Litostratigrafia	82
3.2.1.1 - Miocénico	84
3.2.1.2 - Recente	100
3.2.2 - Geomorfologia	106
3.2.3 - Tectónica	109
3.2.4 - Neotectónica	115
3.2.5 - Sismicidade	117
3.3 - HIDROLOGIA E HIDROGEOLOGIA	121
3.3.1 - Drenagem superficial	123
3.3.2 - Escoamento subterrâneo	126
 CAPÍTULO 4 - EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DOS TALUDES	131
4.1 - IMPORTÂNCIA DOS MOVIMENTOS DE TERRENOS NA EVOLUÇÃO DAS VERTENTES	131
4.2 - DESCRIÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA	137
4.2.1 - Taludes	137
4.2.2 - Bacias de drenagem	146
4.2.3 - Declives de vertentes	154
4.2.4 - Largura do topo da costeira	158
4.3 - INFLUÊNCIA DA GEOLOGIA	159

4.4 - ACÇÃO EROSIVA DO TEJO	165
4.4.1 - Batimetria do "gargalo" do Tejo	165
4.4.2 - Dinâmica fluvial	166
4.4.2.1 - Ondulação	167
4.4.2.2 - Correntes fluviais	167
4.5 - ELEMENTOS SOBRE A DINÂMICA DAS VERTENTES	170
4.5.1 - Técnicas de medição utilizadas	170
4.5.1.1 - Comparação de mapas de diferentes datas	170
4.5.1.2 - Determinações em fotografias aéreas	171
4.5.1.3 - Medições efectuadas no terreno	172
4.5.2 - Recuo dos taludes	173
4.5.2.1 - Sector A	173
Comparação cartográfica	173
Medições em fotografias aéreas	174
4.5.2.2 - Sector B	175
Comparação cartográfica	175
4.5.2.3 - Sector C	176
Degrau inferior	176
Comparação cartográfica	176
Medições em fotografias aéreas	178
Degrau intermédio	180
Medições em fotografias aéreas	180
4.5.2.4 - Sector D	182
4.5.2.5 - Sector E	182
Medições em fotografias aéreas e medições no campo	182
4.5.3 - Movimentos de terrenos	185
4.5.3.1 - Sector A	186
4.5.3.2 - Sector B	186
4.5.3.3 - Sector C	187
4.5.3.4 - Sector D	189
4.5.3.5 - Sector E	190
 CAPÍTULO 5 - CONDIÇÕES GEOTÉCNICAS	 199
5.1 - HISTORIAL	199
5.2 - CARACTERIZAÇÃO GEOTÉCNICA DOS TERRENOS	209
5.2.1 - Elementos obtidos em relatórios geotécnicos	209
5.2.1.1 - Características de resistência <i>in situ</i>	210
5.2.1.2 - Caracterização em laboratório	212

5.2.2 - Ensaaios laboratoriais efectuados no âmbito do presente estudo	218
5.2.2.1 - Amostragem	218
5.2.2.2 - Ensaaios de identificação e caracterização física de solos	219
5.2.2.3 - Avaliação da resistência ao corte dos solos	228
5.2.2.4 - Ensaaios de resistência em amostras de rocha	231
CAPÍTULO 6 - MECANISMOS DE ROTURA	241
6.1 - MECANISMOS DE ROTURA NO TRECHO ENTRE CACILHAS E ARIALVA	241
6.2 - MECANISMOS DE ROTURA NO TRECHO ENTRE PALENÇA E TRAFARIA	248
6.2.1 - Escorregamento em Porto Brandão	248
6.2.2 - Escorregamento sobre a Estrada Nacional 377-1	254
6.3 - MECANISMOS DE ROTURA NA ARRIBA FÓSSIL DA COSTA DE CAPARICA	258
6.3.1 - Sub-sector com taludes de topo em terreno siltoso	258
6.3.2 - Sub-sector com taludes de topo em terreno calcário	263
6.3.2.1 - Desmoronamento de 1989	264
6.3.2.2 - Desmoronamento de 1998	271
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES	287
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	295
ANEXO I	313
ANEXO II	317
ANEXO III	341
ANEXO IV	365

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 - Localização da área em estudo	2
---	---

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 - Esquema de escorregamentos "sucessivos" nas margens do lago Erie, da autoria de Mather (1838 in White & Legget, 1981)	10
Figura 2.2 - Reconstituição de trajectórias de blocos de rochas mostrando a energia posta em jogo pelo movimento (adaptado de Evans & Hungr, 1993)	16
Figura 2.3 - Previsão das trajectórias de blocos rochosos com pontos de partida a diferentes alturas, para estudo de implantação de redes de protecção (Rochet, 1987)	17
Figura 2.4 - Principais categorias de quedas: a - queda primária (de blocos de rocha ou de solo); b - queda secundária (de calhaus ou seixos)	17
Figura 2.5 - Esquema dos diferentes mecanismos de rotura de blocos em consola: A - Corte; B - Flexão; C - Tracção. Adaptado de Thorne & Tovey (1981 in Richards & Lorriman, 1987)	18
Figura 2.6 - Diferentes tipos de rotura por tombamento (adaptado de Hutchinson, 1988) ..	20
Figura 2.7 - Condições de estabilidade de um bloco num plano inclinado (adaptado de Hoek & Bray, 1994)	20
Figura 2.8 - Mecanismo de tombamento em maciço rochoso diaclasado sob acção da erosão marinha no sopé (adaptado de De Freitas & Watters, 1973)	21
Figura 2.9 - Tombamento por abertura e fenda de tracção ("tension crack toppling"). (a) esquematizado por Goodman & Bray (1976 in Hoek & Bray, 1994) ; (b) esquematizado por Panet & Rotheval (1976)	22
Figura 2.10 - Esquema de um mecanismo de tombamento de bloco após meteorização da camada mais branda subjacente, segundo Evans (1981) e Dubaven (1983) , in Bromhead (1992)	23
Figura 2.11 - Escorregamentos rotacionais: a) singulares; b) sucessivos; c) múltiplos (adaptado de Hutchinson, 1988)	24
Figura 2.12 - Escorregamento de crista (adaptado de Colas & Pilot, 1976)	24
Figura 2.13 - Escorregamento de detritos. Adaptado de (a) Corominas (1996) e (b) Hutchinson (1988)	25
Figura 2.14 - Escorregamento de terras em blocos. Adaptado de GSL (1987 in Ibsen et al., 1996)	26
Figura 2.15 - Fluência. Aspectos observáveis do movimento. Adaptado de Sharpe (1938 in Strahler, 1975)	29

Figura 2.16 - Deslocamento de uma partícula de um solo em fluência por acção do congelamento sazonal da superfície de um talude. Adaptado de Carson & Kirkby (1972 in Romana, 1991)	29
Figura 2.17 - Meteorização da base da camada superior mais permeável, por erosão interna (adaptado de Strahler, 1975)	35
Figura 2.18 - Evolução, no tempo, do factor de segurança (FS) de um talude em consequência da desarborização (adaptado de Wolle, 1986)	36
Figura 2.19 - Deterioração no tempo dos elementos morfológicos (cova e montículo) criados no terreno pelo desenraizamento de árvores (adaptado de Norman et al., 1995)	38
Figura 2.20 - Efeito da sobrecarga devida ao peso das árvores (adaptado de Greenway, 1987)	39
Figura 2.21 - Planta esquemática (a) e perfil interpretativo (b) do escorregamento do Monte Turtle (adaptado de Blyth & de Freitas, 1984)	41
Figura 2.22 - Escorregamento de Vajont. Planta da albufeira (a) e corte geológico esquemático na zona da ocorrência (b). Adaptado de Blyth & De Freitas (1984)	43
 CAPÍTULO 3	
Figura 3.1 - Climogramas referentes a quatro estações meteorológicas vizinhas das colinas de Almada (elaborados com base em Reis & Gonçalves, 1981)	70
Figura 3.2 - Trecho do Mapa de Contrastes Térmicos da autoria de Daveau et al. (1980) ..	71
Figura 3.3 - Frequências e velocidades médias dos três rumos dominantes em cada posto de observação no Verão (a), no Outono (b), no Inverno (c) e na Primavera (d). Modificado de Alcoforado (1993)	73
Figura 3.4 - Fluxos ao nível da superfície no Verão e no Inverno, à latitude de Lisboa. Adaptado de Alcoforado (1993)	74
Figura 3.5 - Quantidade total de precipitação anual na região de Almada (média referente ao período de 1941/70). Adaptado de Reis & Gonçalves (1981)	74
Figura 3.6 - Papel da orografia da região em estudo e área circundante na pluviosidade. Adaptado de Daveau (1978 in Ribeiro et al., 1988)	75
Figura 3.7 - Localização de algumas das estações meteorológicas e postos udométricos (extintos ou em actividade) mais próximos da área em estudo	76
Figura 3.8 - Gráficos da variação da precipitação anual para o mesmo período de tempo nas estações meteorológicas de Oeiras/Sassoeiros e Lisboa/IGIDL	78
Figura 3.9 - Geologia da região envolvente da área em estudo. Trecho da Carta Geológica de Portugal na escala 1:500 000 (Serviços Geológicos de Portugal, 1992)	81
Figura 3.10 - Correlações litostratigráficas e cronostratigráficas dos terrenos miocénicos da Bacia do Baixo Tejo entre a região de Lisboa e a Península de Setúbal (reproduzido de Antunes et al., 1998)	83

Figura 3.11 - Planta esquemática da geologia dos taludes da Margem Sul do Tejo e do trecho setentrional da Arriba Fóssil da Costa de Caparica (duas folhas). Escala 1:15.000	85
Figura 3.12 - Alteração da topografia da encosta ao longo de um alinhamento cerca de 90 m a oeste do encontro sul da Ponte 25 de Abril (sobreposição de perfis efectuados em plantas topográficas do Concelho de Almada na escala 1:2 000 e datadas, respectivamente, de 1958/59 e 1976)	104
Figura 3.13 - Aterro de Montalvão. Perfil desenhado por sobreposição de plantas topográficas do Concelho de Almada datadas de 1976 (escala original 1:2 000) e 1995 (escala original 1:1000)	104
Figura 3.14 - Alguns aspectos morfológicos relevantes da área em estudo	107
Figura 3.15 - Estruturas activas durante o Miocénico na região de Arrábida-Sintra (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i>, 1990)	110
Figura 3.16 - Corte geológico esquemático do "sinclinal de Albufeira" segundo Cabral, Dias & Brum, 1984)	110
Figura 3.17 - Perfil geológico simplificado do trecho de taludes entre o Castelo de Almada e o Seminário de S. Paulo, sobre Olho de Boi, desenhado sobre fotografia tomada a partir da margem oposta	113
Figura 3.18 - Esquemas ilustrativos da geometria de algumas falhas normais ocorrentes na zona entre Cacilhas e a ponte	114
Figura 3.19 - Esboço da Neotectónica da península de Setúbal (adaptado de Cabral <i>in</i> Ribeiro <i>et al.</i>, 1986)	115
Figura 3.20 - Rede de drenagem da região das "colinas de Almada", segundo a carta topográfica militar na escala 1:25.000 (1993) e observação de fotografia aérea	124
Figura 3.21 - Corte esquemático transversal da costeira de Almada, mostrando o escoamento subterrâneo ao longo dos diferentes terrenos que a conformam	127

CAPÍTULO 4

Figura 4.1 - Modelo de roturas num vale em entalhe contínuo. Adaptado de Palmquist & Bible (1981)	134
Figura 4.2 - Modelo de roturas por razões puramente climáticas e nível de base atingido. Adaptado de Palmquist & Bible (1981)	134
Figura 4.3 - Efeito da variação da resistência das rochas no perfil de uma arriba. Adaptado de Emery & Kuhn (1982 <i>in</i> Viles & Spencer, 1995)	136
Figura 4.4 - Localização dos diferentes sectores de taludes definidos para a área em estudo. Assinalam-se os perfis topográficos apresentados nas Fig.s 4.6 a 4.10 e as bacias hidrográficas das linhas de água que cortam os taludes	138
Figura 4.5 - Modelos de vertentes simples com um, dois e três elementos e de vertentes complexas sem e com elemento rectilíneo (ou faceta) definidos por Rebello (1966/67) para o vale do rio Dueça	139
Figura 4.6 - Alteração do perfil dos taludes ao longo do sector A	140

Figura 4.7 - Sector B. Perfis-tipo dos taludes	141
Figura 4.8 - Sector C. Perfis-tipo dos taludes	142
Figura 4.9 - Sector D. Perfis-tipo do talude de Abas da Raposeira	144
Figura 4.10 - Sector E. Perfis-tipo do talude	142
Figura 4.11 - Relação entre o encaixe médio das linhas de água e a área das respectivas bacias de drenagem	153
Figura 4.12 - Relação entre as cotas de vale suspenso e o encaixe médio das respectivas linhas de água	153
Figura 4.13 - Relação entre as cotas de vale suspenso e a área de bacia de drenagem	153
Figura 4.14 - Bloco diagrama mostrando as variações no rejeito da falha da Trafaria	164
Figura 4.15 - Perfil do fundo aluvionar do Tejo entre Algés e Trafaria (segundo Oliveira, 1967)	166
Figura 4.16 - Alterações do perfil dos taludes do sector C entre 1883-1977, com base nas cartas topográficas com aquelas datas	177
Figura 4.17 - Localização, frente ao rio, do trecho de degrau inferior analisado. Excerto da carta topográfica do Concelho de Almada na escala 1:1 000 (1995)	179
Figura 4.18 - Localização das ocorrências de movimentos de massa, indicadas de A a J, detectadas no sector E e cujo recuo foi contabilizado	183

CAPÍTULO 5

Figura 5.1 - Ocupação urbana na costeira de Almada no decorrer dos últimos 100 anos	200
Figura 5.2 - Cartas de plasticidade para classificação da fracção fina dos solos, referentes aos pares de valores W_L e I_p e adaptadas de Correia (1988) . Resultados de amostras da unidade IVa (a), VIa (b) e de terrenos deslocados (c)	216
Figura 5.3 - Gráfico da relação entre a resistência em compressão uniaxial de solos IVa e os respectivos teores em água	218
Figura 5.4a - Curvas granulométricas de solos siltosos	220
Figura 5.4b - Curvas granulométricas de solos silto-arenosos	221
Figura 5.5 - Carta de plasticidade para classificação da fracção fina dos solos, contendo todos os solos plásticos analisados	222
Figura 5.6 - Correlação entre a actividade da argila das amostras (A_t) e o índice de plasticidade (I_p)	227
Figura 5.7 - Correlação entre a resistência em compressão uniaxial de provetes "saturados" e os respectivos teores em água	235
Figura 5.8 - Correlação entre a resistência em tracção dos provetes ensaiados e os respectivos pesos específicos seco e "saturado"	238

Figura 5.9 - Correlação entre a resistência em tracção de provetes "saturados" e respectivos teores em água	239
--	-----

CAPÍTULO 6

Figura 6.1 - Desmoronamento de Janeiro de 1996 entre Boca do Vento e Fonte da Pipa. Perfil transversal do bloco movimentado e localização da ocorrência (trecho da carta aerofotogramétrica de Almada na escala 1:1 000)	243
---	-----

Figura 6.2 - Modelo geral de rotura planar assinalando as forças instabilizadoras. Adaptado de Hoek & Bray (1994)	245
---	-----

Figura 6.3 - Perfis transversais, anterior e posterior às escavações, do talude de Porto Brandão instabilizado	248
---	-----

Figura 6.4 - Localização do escorregamento de Porto Brandão (excerto do levantamento aerofotogramétrico de Almada na escala 1:1000, 1995). Direcções predominantes da fissuração	250
---	-----

Figura 6.5 - Método das fatias de Bishop simplificado para análise de rotura circular em taludes constituídos por materiais com rotura definida pelo critério de Mohr-Coulomb. Adaptado de Hoek & Bray (1994)	251
---	-----

Figura 6.6 - Perfil transversal do talude após os trabalhos de saneamento das terras deslocadas pelo primeiro escorregamento	253
---	-----

Figura 6.7 - Perfil transversal do escorregamento sobre a Estrada Nacional 377-1	254
---	-----

Figura 6.8 - Área afectada pelo escorregamento sobre a Estrada Nacional 377-1 (Esc.1:2 000). Base topográfica obtida da carta aerofotogramétrica de Almada na escala 1:1 000 (1995)	255
--	-----

Figura 6.9 - Fatia elementar com as forças actuantes num talude "infinito" totalmente saturado e com percolação paralela à superfície	257
--	-----

Figura 6.10 - Planta na escala 1:1000 (obtida da carta aerofotogramétrica de Almada, na mesma escala, 1995) e perfil interpretativo do escorregamento de S. Pedro da Trafaria	260
--	-----

Figura 6.11 - Perfil transversal interpretativo do bloco destacado na ocorrência de 1989 ...	267
---	-----

Figura 6.12 - Modos possíveis de movimento do painel instabilizado logo após a rotura por tracção	271
--	-----

Figura 6.13 - Reconstituição do perfil transversal do bloco destacado na ocorrência de 1998, em Sto. António de Caparica, localizando-se as forças postas em jogo	272
--	-----

ÍNDICE DE QUADROS

CAPÍTULO 2

Quadro 2.1 - Classes de velocidades de movimentos de terrenos em taludes (adaptado de Int. Union of Geological Sciences Working Group on Landslides, 1995)	12
Quadro 2.2 - Esquema da classificação de movimentos de terrenos em taludes proposta por Varnes (1978)	13
Quadro 2.3 - Esquema resumido da classificação de Hutchinson (1988)	14
Quadro 2.4 - Classificação de movimentos de terrenos em encostas segundo o projecto EPOCH (1991-93). Adaptado de Dickau et al. (1996)	15
Quadro 2.5 - Os três grupos de agentes actuantes sobre os taludes segundo Crozier (1986)	32
Quadro 2.6 - Ocorrência de casos de movimentos de terrenos em Hong-Kong. Adaptado de Brand (1988)	45
Quadro 2.7 - Escala de definição de vulnerabilidades utilizada nos planos PER	60
Quadro 2.8 - Metodologia de zonamento de probabilidade de ocorrência da autoria de Ruiz & Gijón (1994)	63
Quadro 2.9 - Metodologia para o zonamento da probabilidade de ocorrências e zonamento de riscos (adaptado de Hearn, 1991)	66
Quadro 2.10 - Esquema simplificado dos diferentes níveis de cartas de previsão de ocorrências de movimentos de terreno	68

CAPÍTULO 3

Quadros 3.1 - Quadros das temperaturas máxima absoluta (a) e mínima absoluta (b) do ar (em graus centígrados) nalguns locais vizinhos da área em estudo (baseado em INMG, 1988) ...	72
Quadro 3.2 - Intensidades, na escala de Mercalli Modificada, de alguns dos principais sismos sentidos entre Cacilhas e Costa de Caparica até ao fim do século XIX. Baseado em Oliveira (1986) e Senos, et al. (1994)	118
Quadro 3.3 - Intensidades, na escala de Mercalli Modificada, estimadas para os sismos sentidos entre Cacilhas e Costa de Caparica, ao longo do presente século. Baseado em Oliveira (1986) e Anuário Sismológico de Portugal (INMG, 1947/96)	119
Quadro 3.4 - Estimativa de magnitudes das diferentes estruturas sismotectónicas (segundo Ribeiro, 1989)	121
Quadro 3.5 - Resultados de ensaios Lugeon realizados em Almada, entre a zona da Margueira e a encosta do monumento a "Cristo-Rei" (calculados a partir de elementos obtidos em Tecnasol, 1987)	122

CAPÍTULO 4

Quadro 4.1 - Levantamentos de fotografias aéreas utilizados	147
Quadro 4.2 - Características das redes de drenagem que integram as diferentes bacias hidrográficas existentes nos taludes sobranceiros ao Tejo	150
Quadro 4.3 - Síntese dos valores dos declives nos taludes sobranceiros ao Tejo ao longo dos sectores B e C da área em estudo	157
Quadro 4.4 - Síntese dos valores dos declives de diversas vertentes de vales ao longo dos sectores B e C da área em estudo	158
Quadro 4.5 - Recuos da crista no degrau inferior do sector C, medidos por comparação entre cartas topográficas datadas de 1883 e 1977	176
Quadro 4.6 - Áreas de crista afectadas pelos movimentos de massa detectados ao longo do degrau intermédio, pela observação de todos os levantamentos de fotografias aéreas adquiridos (entre 1938 e 1994)	181
Quadro 4.7 - Descrição dos diferentes trechos de crista que sofreram recuo, identificados no sector E (de sul para norte)	184

CAPÍTULO 5

Quadro 5.1 - Resultados dos ensaios de identificação dos solos amostrados	223
Quadro 5.2 - Classificações dos solos amostrados	225
Quadro 5.3 - Classificação da fracção argilosa quanto à actividade, segundo Skempton. Adaptado de Almeida (1991)	226
Quadro 5.4 - Resultados dos ensaios de corte directo efectuados para algumas amostras de solos siltosos da região em estudo	229
Quadro 5.5 - Intervalos de valores obtidos nos ensaios de resistência em compressão uniaxial de provetes no estado seco e próximo da saturação	233
Quadro 5.6 - Resultados dos ensaios de rotura em tracção de provetes secos	237
Quadro 5.7 - Resultados dos ensaios de rotura em tracção de provetes considerados próximos do estado saturado	237

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

CAPÍTULO 4

Fotos 4.1 a 4.3 - Alguns aspectos dos taludes do sector A	191
Fotos 4.4 a 4.6 - Alguns aspectos dos taludes nos sectores B e C	193
Fotos 4.7 a 4.9 - Fotos tiradas sobre alguns vales	195
Fotos 4.10 a 4.14 - Aspectos morfológicos do sector E	197

CAPÍTULO 5

Foto 5.1 - Provete sujeito a ensaio de resistência em compressão uniaxial	232
Foto 5.2 - Ensaio de tipo brasileiro de resistência em tracção	235

CAPÍTULO 6

Fotos 6.1 a 6.3 - Desmoronamento de 1996 no trecho de escarpa entre Boca do Vento e Fonte da Pipa	275
Fotos 6.4 a 6.6 - Escorregamentos de sopé e de crista no vale de Porto Brandão	277
Fotos 6.7 a 6.9 - Escorregamento translacional em blocos sobre a Estrada Nacional 377-1	279
Fotos 6.10 a 6.13 - Escorregamento de S. Pedro da Trafaria	281
Fotos 6.14 a 6.16 - Arriba Fóssil da Costa de Caparica: Desmoronamento ocorrido em Junho de 1989	283
Fotos 6.17 a 6.21 - Arriba Fóssil da Costa de Caparica: Desmoronamento de 1998	285

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - JUSTIFICAÇÃO DO TEMA

Pretende-se, com este estudo, aprofundar o conhecimento dos processos geodinâmicos que conduziram ao actual perfil dos taludes do concelho de Almada sobranceiros ao rio Tejo e à planície litoral da Costa de Caparica, e prever a sua evolução futura tendo em vista o impacte daqueles processos sobre as diferentes formas da actividade antrópica.

O tema abordado justifica-se pelo interesse de melhor compreender o conjunto de mecanismos conducentes à instabilização das vertentes que delimitam uma região no interior da Área Metropolitana de Lisboa, muito próxima da Capital e, como tal, sujeita a forte intervenção humana. Esta, tem vindo a ganhar crescente importância desde meados do século passado.

O presente trabalho insere-se numa linha de estudos que têm vindo a ser desenvolvidos, desde há alguns anos, na Universidade Nova de Lisboa e que visavam a caracterização geológica e geotécnica dos taludes compreendidos entre Cacilhas e Trafaria, de entre os quais se destacam os trabalhos de **Rodrigues-Carvalho *et al.* (1987, 1989, 1990, 1991, 1994)**, **Lamas (1989)** e **Silva (1990)**. É neste concelho que se localiza a Faculdade de Ciências e Tecnologia pertencente àquela Universidade sendo, pois, um assunto de algum interesse não só para a Universidade como também, e principalmente, para o Concelho de Almada cujo *ex-libris* mais notável, incluído nas armas municipais, é o imponente conjunto de taludes que se elevam a partir do Tejo à vista de Lisboa.

Os taludes interessados por este trabalho pertencem à mancha de terrenos miocénicos que constituem o extremo Noroeste da Península de Setúbal e englobam os denominados "Taludes da Margem Sul do Tejo" e o trecho setentrional da "Arriba Fóssil da Costa de Caparica". Ao longo da dissertação, os nomes de povoações, lugares, instituições locais e firmas que operam na área são utilizados de forma exaustiva, a fim de melhor situar, no espaço, os diferentes aspectos e fenómenos descritos. A **Fig.1.1** apresenta a maior parte dessa toponímia com o propósito de permitir uma rápida localização geográfica por parte do leitor menos conhecedor da região em causa.

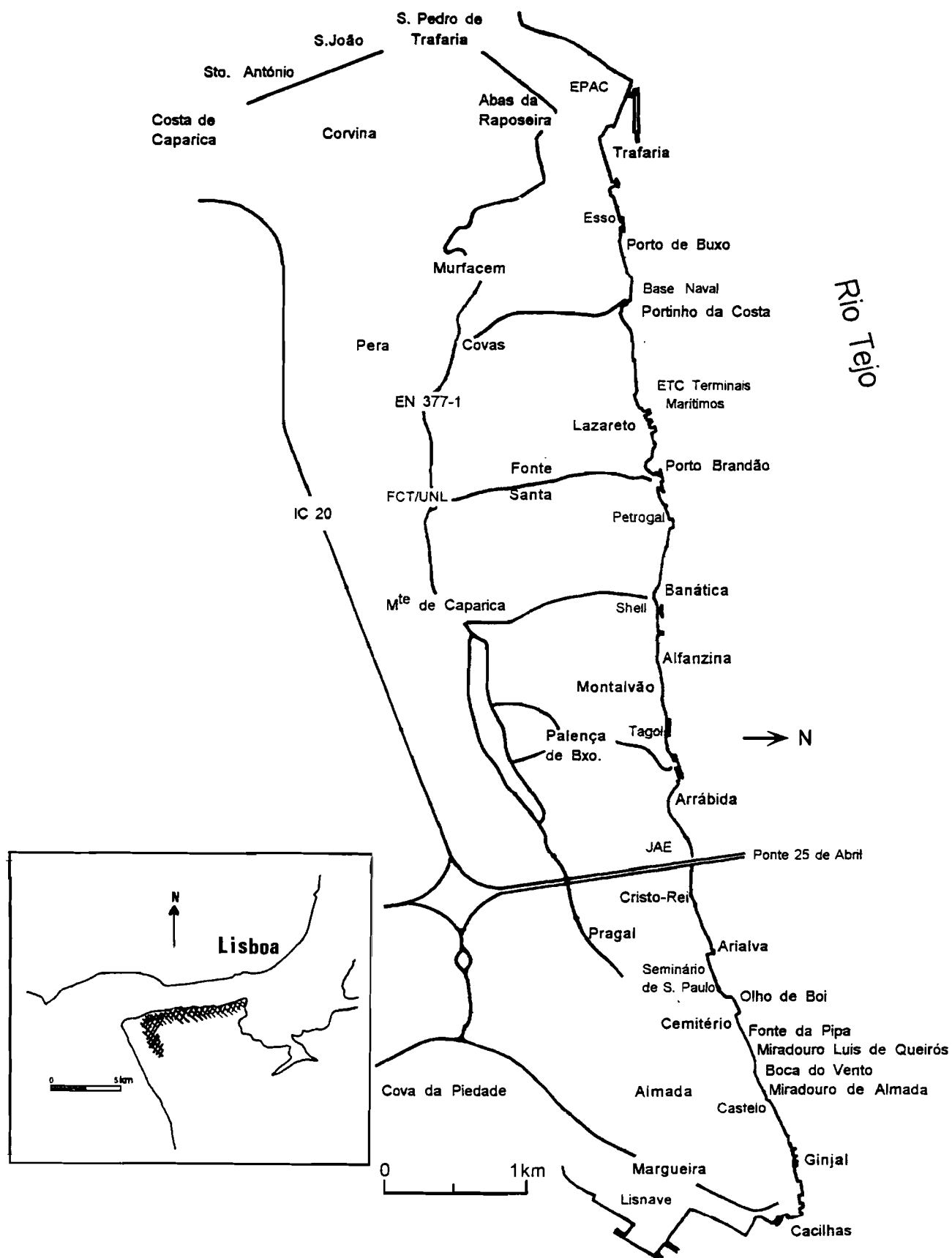


Figura 1.1 - Localização da área em estudo (a sombreado no desenho do lado esquerdo). A planta de maior escala assinala as diferentes localidades e outros pontos de referência na região.

Os taludes da margem sul estendem-se frente a Lisboa, ao longo de 7 300 metros numa direcção aproximadamente ENE-WSW, marginando o rio desde Cacilhas até à vila de Trafaria. Nesta localidade, os afloramentos miocénicos são interrompidos pela depressão, eventualmente de origem tectónica e preenchida por acumulações eólicas recentes, da vala (ou ribeira) da Enxurrada (ou da Trafaria). A partir daqui, os terrenos miocénicos aflorantes sofrem um recuo de algumas centenas de metros em relação à margem do Tejo e, após cerca de um quilómetro em que mantêm a mesma direcção atrás referida, inflectem para sudeste, sob a forma de uma arriba muito escarpada, fóssil. Esta, ao fim de pouco mais de dois quilómetros de extensão, é interceptada pela actual via rápida que liga Almada à Costa de Caparica (IC 20).

Dada a sua posição particular frente a Lisboa, com boas condições de acostagem, os taludes da margem esquerda do Tejo foram, desde sempre, local privilegiado para as actividades ribeirinhas (Cacilhas, Ginjal, Banática e Porto Brandão): de início piscatórias e de armazenamento de produtos vinícolas e, a partir de meados do séc. XIX, actividades industriais (extracção de argilas, fábricas de cerâmicas, indústria conserveira, tanoaria, estaleiros navais, etc.). Mais recentemente, a área tem merecido o interesse por parte de empresas petrolíferas para instalação de parques de armazenamento de combustíveis (Banática, Porto Brandão, Porto de Buxos), e pela indústria de oleaginosas (Palença de Baixo).

Nas zonas mais altas, relativamente aplanadas, instalaram-se núcleos habitacionais de que são exemplos Almada e outras localidades como Pragal, hoje integrada naquela cidade, Monte de Caparica e Murfacém. A ocupação urbana na zona é já antiga, tendo sido encontrados importantes vestígios de um estabelecimento fenício (séculos VII-VI A.C., segundo **Barros *et al.*, 1993**) a nascente do castelo de Almada, que incluíam uma estrutura defensiva com, pelo menos, dois anéis de muralha (comunicação pessoal de **Barros, 1998**). É bem conhecida, por seu lado, a presença árabe na zona do castelo de Almada e em Murfacém.

Ao longo das últimas décadas, a ocupação urbana por detrás da crista dos taludes tem vindo a desenvolver-se de uma forma acelerada, fruto da expansão de este para oeste da própria cidade de Almada. A instalação, a partir de finais da década de 1970, de diversos núcleos de ensino universitário e politécnico, de uma importante unidade hospitalar, bem como de muitos outros tipos de serviços é, em parte, responsável por todo este desenvolvimento urbano.

A partir dos anos 50 e 60, algumas das empresas instaladas junto ao rio Tejo expandiram-se para os vales contíguos, obrigando a importantes intervenções nas suas vertentes. Ao mesmo tempo, novas urbanizações foram sendo construídas a partir das zonas mais altas, quase sempre ao longo das linhas de água. Pequenas aglomerações populacionais foram também ocupando as vertentes dos vales, com especial incidência nos da Banática e de Porto Brandão.

Toda esta actividade humana, interessando tanto o sopé como as vertentes dos vales que recortam os terrenos na direcção do Tejo, tem condicionado fortemente a evolução geomorfológica dos taludes.

Com a abertura ao tráfego da actual Ponte 25 de Abril, em 1966, facilitando o acesso rodoviário a partir de Lisboa, criaram-se novas zonas industriais e outras, já existentes, foram ampliadas levando à ocupação de vastas áreas dos taludes, por vezes à custa de importantes obras de engenharia (escavações, implantação de aterros no sopé dos taludes para construção de cais, ou lançamento, a partir da crista, dos materiais escavados), as quais, ao interferirem na evolução natural dos terrenos, têm provocado, aqui e ali, sérios problemas de instabilidade. Esta evolução, progredindo em regra sob a forma de escorregamentos, desmoronamentos e fluência, interfere, por sua vez, na crescente ocupação humana pondo em causa, não raro, a segurança de pessoas, habitações, vias de comunicação e outras infraestruturas.

O trecho setentrional da Arriba Fóssil da Costa de Caparica tem, igualmente, sido objecto de intervenção directa resultante da ocupação humana, nomeadamente devido à construção de certo modo anárquica de habitações de lazer sobre a crista da escarpa e, em certos locais, junto ao sopé. Esta ocupação deve-se, em grande parte, à crescente procura das praias aí existentes por parte da população de Lisboa, a partir dos anos 1930-1940, e acelerada a partir dos finais da década de 60, após a construção da ponte. De facto, esta importante estrutura rodoviária, que a partir do início de 1999 será também ferroviária, teve importância primordial na explosão urbanística que toda esta faixa marginal do concelho de Almada suportou desde então.

É natural que as fortes pressões impostas pelas diferentes actividades económicas tenham ultrapassado, ou tentem ainda ultrapassar, os problemas inerentes à ocupação de áreas com importantes condicionalismos geomorfológicos como os taludes sobranceiros ao rio. Estes, constituem uma fronteira escarpada ao longo do "corredor do Tejo" responsável por uma nítida separação entre o rio e as terras para o interior (Costa, 1985). Por seu lado, a arriba fóssil virada ao Oceano dificultou durante muito tempo o acesso às praias ocidentais da Península de Setúbal, problema apenas resolvido a partir dos anos trinta pela construção da Estrada Nacional 377-1 e da Estrada Nacional 10-1 entre Almada, Trafaria e Costa de Caparica e, mais recentemente, pela via rápida IC 20.

Uma vez que se pretendeu analisar a evolução dos taludes tendo em conta os principais mecanismos desencadeadores de movimentos de terrenos, foi decidido não estender o presente estudo para sul da intercepção da arriba fóssil pela via rápida IC 20. A pequena distância a partir daí, passam a dominar terrenos detríticos pliocénicos e quaternários, essencialmente grosseiros, muito mais propensos a sofrer erosão simples do tipo ravinamento ("gullying") do que deslocamentos gravíticos de massas de terreno destacadas a partir dos taludes.

1.2 - APRESENTAÇÃO DO TRABALHO

O presente trabalho está estruturado em sete capítulos, incluindo esta breve introdução.

No Capítulo 2, de cariz essencialmente bibliográfico, abordam-se as razões que levaram diversos autores, desde o século passado até à actualidade, a elaborarem sistemas de classificação tipológica de movimentos de terrenos, sendo referidas algumas das classificações mais difundidas universalmente. Faz-se também uma descrição de diferentes tipos de movimentos de terrenos em taludes, limitando o seu número aos tipos de ocorrências observados na área em estudo. Do mesmo modo, a referência a alguns dos principais agentes de instabilização de taludes não se afastou muito daqueles cuja actuação mais se faz sentir sobre as encostas da região de Almada.

Referem-se, também, as principais metodologias de zonamento de riscos de movimentos de terrenos em uso nos diversos países onde este tipo de abordagem cartográfica tem tido algum desenvolvimento. Tendo-se verificado que a diversidade de metodologias se deve, em grande parte, a diferentes interpretações de alguns conceitos básicos como "probabilidade", "perigo" ou "risco", procurou-se distingui-los e elaborar uma classificação de cartas de movimentos de terrenos consoante os métodos de análise utilizados.

Os restantes cinco capítulos debruçam-se exclusivamente sobre a região em estudo. Começa-se por descrever os principais aspectos geoambientais presentes no extremo setentrional do concelho de Almada e desenvolve-se uma análise de cariz geomorfológico com vista à compreensão da evolução dos taludes aí existentes. Posteriormente, com base nessa evolução geomorfológica e nas características geotécnicas dos terrenos, discutem-se os principais mecanismos de rotura que levam ao desencadeamento de movimentos de terrenos na região.

O Capítulo 3 inicia-se por uma breve caracterização climática da região de Almada. Segue-se a descrição da geologia da área em estudo, tendo sido dado particular relevo às características litológicas dos terrenos que constituem os taludes. Os elementos obtidos numa já extensa lista bibliográfica, tanto científica como técnica, foram analisados com algum pormenor e complementados com as observações entretanto efectuadas no campo e em fotografias aéreas de diferentes escalas.

No Capítulo 4, faz-se uma descrição de pormenor da geometria dos taludes e da rede de drenagem que os recorta, tendo por base uma subdivisão daqueles primeiros em cinco sectores geomorfológicos distintos, e discutem-se os principais agentes geomórficos actuantes na sua evolução: a geologia e a acção erosiva do Tejo. Todos os aspectos considerados são confrontados com uma avaliação de taxas de recuo da crista dos taludes utilizando diferentes técnicas. Por

último, descrevem-se sucintamente os principais tipos de movimentos de terrenos ocorrentes em cada sector geomorfológico.

No Capítulo 5, após uma resenha cronológica dos estudos de carácter geotécnico versando essencialmente problemas de estabilidade de taludes na região em estudo, apresenta-se uma caracterização dos terrenos com base em relatórios geológicos e geotécnicos de diferentes firmas da especialidade que aí operaram, bem como nos resultados de ensaios laboratoriais, realizados no âmbito desta dissertação, em amostras colhidas em diversos locais, nomeadamente naqueles onde têm ocorrido movimentos de terrenos.

A descrição mais pormenorizada dos mecanismos de rotura é feita no Capítulo 6 a partir da geometria de algumas ocorrências consideradas típicas e das características geológicas e geotécnicas avaliadas para os terrenos afectados. Os cálculos de estabilidade necessários basearam-se em métodos de análise de estabilidade de taludes em equilíbrio limite, variando o método consoante o mecanismo mais provável de rotura.

Refira-se, entretanto, que o conceito de estabilidade utilizado nesta dissertação é ainda baseado nos critérios de segurança tradicionais em mecânica dos solos e mecânica das rochas, ou seja, através da utilização do conceito do factor de segurança global. Contudo, anote-se que nos últimos anos tem vindo a ser discutida, a nível europeu, a aplicabilidade de métodos para verificação das condições de estabilidade baseados em factores de segurança parciais, numa tentativa de uniformizar as verificações daquelas condições relativamente aos vários tipos de estruturas e respectivas obras na área da Engenharia Civil. Na área da Geotecnia e, em particular, no domínio da Estabilidade de Taludes, a verificação das condições de estabilidade passará a ser feita de acordo com a Pré-Norma Europeia ENV 1997-1: 1991 (Eurocódigo 7: Projecto de Geotecnia). Esta, não permite a utilização do factor de segurança global tomado como o quociente entre forças e momentos estabilizadores e instabilizadores e torna necessárias, tendo em conta o caso em análise, a majoração de acções, por um lado, e a minoração das propriedades dos materiais, por outra. A verificação da segurança pressupõe a comparação, através de uma inequação, do valor do cálculo das acções e das resistências em jogo.

Finalmente, no Capítulo 7, apresentam-se as conclusões deste estudo, nas quais se sintetizam os principais processos de evolução geomorfológica nos diferentes sectores em que se dividiram os taludes, e tecem-se alguns comentários sobre trabalhos a desenvolver posteriormente.

Por razões de ordem prática, tanto as figuras como os quadros que ilustram o texto obedeceram a um mesmo critério de numeração: um primeiro algarismo, equivalente ao número do capítulo onde se integram, seguido pelo número de sequência dentro desse capítulo.

Remeteu-se para anexo aquilo que não era considerado indispensável para a compreensão do corpo da tese. Seja qual for o tipo de informação (figura, quadro, gráfico ou diagrama), a respectiva chamada de atenção e identificação no texto, inicia-se sempre pela palavra "Anexo", seguida primeiro por um número romano, o número do anexo, e, posteriormente, por um ou dois algarismos árabes, que representam a separação dentro do anexo.

A preparação da presente dissertação envolveu, inicialmente, um estudo de pormenor da geologia dos taludes, dando-se particular relevo às variações laterais e verticais da litologia dos terrenos que os constituem e à presença de falhas cuja detecção foi por vezes muito dificultada pela colmatação dos terrenos *in situ* por extensas capas de depósitos de vertente e pela ocupação humana.

Os estudos de cariz geomorfológico tiveram como ferramenta principal diferentes edições de levantamentos aerofotogramétricos mandados realizar pelos Serviços Municipalizados da Câmara Municipal de Almada, os quais possibilitaram a elaboração de numerosos perfis topográficos de grande escala (entre 1:5 000 e 1:1 000). As observações e medições neles efectuadas foram sempre acompanhadas por uma cuidadosa observação dos diversos levantamentos de fotografias aéreas, abrangendo um intervalo de tempo superior a meio século, e por constantes visitas ao campo.

A consulta de importante acervo documental sobre a forma de relatórios geológicos e geotécnicos, a maior parte dos quais contendo registos de sondagens, revelou-se de extrema utilidade como complemento das observações realizadas no terreno. Os resultados de ensaios laboratoriais descritos em alguns desses relatórios foram reunidos e analisados. Seriam posteriormente comparados com os parâmetros obtidos em ensaios laboratoriais de amostras colhidas no âmbito do presente estudo. Procurou-se que tais amostras correspondessem, sempre que possível, aos terrenos afectados por movimentos de massa em vertentes, a fim de se tirarem ilações sobre os diferentes mecanismos de rotura ocorrentes na região.

CAPÍTULO 2

TIPOS E CAUSAS DOS MOVIMENTOS DE TERRENOS. CARTOGRAFIA

2.1 - CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE TERRENOS-

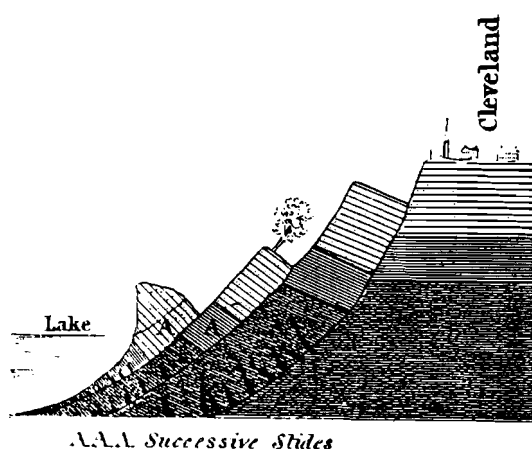
Desde tempos remotos abundam os registos sobre ocorrências de movimentos de terrenos, em especial as de consequências mais ou menos catastróficas. Contudo, só com o desenvolvimento de grandes obras de Engenharia no decorrer e a partir do século XIX, como por exemplo caminhos de ferro e canais, é que tais fenómenos começaram a ser abordados de forma científica (Nach, 1987). Com efeito, e tomando como exemplo o caminho de ferro, as características próprias desse meio de transporte obrigaram, pela primeira vez e a uma escala até então nunca vista, a modificações da geometria dos terrenos com abertura de trincheiras, construção de aterros e cortes no sopé dos taludes. Diversos trechos de linha férrea foram, por seu lado, instalados em zonas de elevado risco de instabilidade natural de taludes, em especial em áreas montanhosas.

Terzaghi (1936 *in* Legget, 1993), referia a importância que teve para o desenvolvimento da Mecânica dos Solos como disciplina científica e autónoma a ocorrência de três acidentes catastróficos em taludes artificiais. Esses acidentes envolveram a abertura de trincheiras para instalação de linhas de caminho de ferro na Suécia, a construção de um muro-cais no canal de Kiel, na Alemanha, e as escavações executadas para a abertura do canal do Panamá. Deste modo, com o desencadear de movimentos de terrenos em taludes junto das vias de comunicação e de outros tipos de estruturas que entretanto iam sendo construídas em zonas instáveis, procurou-se estudar as suas causas e compreender os respectivos mecanismos de rotura. Cedo se verificou que as técnicas utilizadas para a execução de obras de recuperação e de estabilização de taludes estavam fortemente condicionadas pelo tipo de movimento ocorrido. A necessidade da criação de uma correcta definição tipológica, conduziu à elaboração de classificações gerais de movimentos de terrenos, atribuindo-se a cada forma específica de ocorrência uma denominação própria que, do ponto de vista mecânico e cinemático, a distinguísse dos restantes tipos.

A primeira referência tipológica de movimentos de terreno alguma vez publicada poderá ser atribuída a William Mather (1838, *in* White & Legget, 1981), o qual descreveu um conjunto de ocorrências afectando as margens do lago Erie, junto à cidade de Cleveland, no estado norte-americano do Ohio, como escorregamentos sucessivos. A Fig.2.1 mostra um corte interpretativo

onde aquele autor, para além da geologia da vertente, esquematiza o mecanismo ("mode of action") do movimento. A descrição tanto das camadas que constituem o talude como das principais causas do recuo (subescavação do sopé pelas ondas do lago e arraste de partículas por erosão interna observada em numerosas nascentes alimentadas por aquíferos suspensos) foram, em traços gerais, confirmadas em estudos realizados mais de um século depois.

Figura 2.1 - Esquema de escorregamentos "sucessivos" nas margens do lago Erie, da autoria de **Mather (1838 in White & Legget, 1981)**.



Em 1848, **Collin (in Colas & Pilot, 1976)**, referindo-se a terrenos argilosos e baseando-se na geometria definiu, basicamente, dois tipos de movimentos: os profundos e os superficiais. Seguir-se-iam outros autores, efectuando classificações cada vez mais complexas ao diversificarem os critérios com base nos quais aquelas seriam estruturadas. Em 1875, **Baltzer (in Heim, 1932)** elaborou uma classificação na qual utilizou, pela primeira vez, o tipo de movimento como critério principal: quedas e escorregamentos.

Um pouco mais tarde, **Heim (1882 in Heim, 1932)**, desenvolveu uma classificação baseada em critérios geológicos: movimentos de terra ("talus") e movimentos de rocha, cada um deles subdividido em quedas e escorregamentos. Anos depois, após estudos aprofundados em diversas ocorrências por toda a Suíça, **Heim (op. cit.)** veio a conceber um sistema classificativo mais elaborado, baseado em diversos critérios, de entre os quais sobressaíam a geologia (movimentos de detritos, movimentos de rocha), a hidrologia (terreno deslocado por água, submerso, húmido, seco), a geometria da vertente, a periodicidade das ocorrências e os mecanismos de rotura e de progressão do movimento, e no qual distinguia vinte tipos de movimentos reunidos em quatro grupos principais:

- Grupo I - Movimentos de fluência lenta de detritos;
- Grupo II - Movimentos de fluência lenta de rocha;
- Grupo III - Movimentos por queda ou por arremesso ("casting") de rocha;
- Grupo IV - Movimentos não classificáveis nos grupos anteriores.

Refira-se que o vigésimo tipo de movimento, pertencente ao grupo IV, englobava os "tipos de movimentos de terrenos por enquanto desconhecidos", revelando plena consciência de que, apesar de constituir um grande progresso desde a sua primeira tentativa realizada meio século atrás, a classificação de **Heim** (*op. cit.*) seria sempre incompleta e, por essa razão, provisória.

Sharpe (1938 in Guidicini & Nieble, 1984) propôs uma classificação na qual, dentro de um largo espectro de ambientes hidrológicos e climáticos, relacionava os tipos de movimentos, actuando com determinadas velocidades, com o meio geológico.

A grande diversidade de ambientes geomorfológicos e bioclimáticos que se verifica um pouco por todo o lado, condiciona a variedade de tipos e processos de instabilização de vertentes que se observam de local para local. Por esta razão, é difícil estabelecer uma tipologia de movimentos de terrenos que satisfaça completamente, a nível mundial, todos os factores intervenientes na problemática da estabilidade de taludes. Assim, a tendência geral para a elaboração de uma classificação sistemática de tipos de ocorrências de instabilização tem sido, em grande parte dos casos, fortemente limitada pelo ambiente geoclimático predominante na região ou país onde a actividade dos seus proponentes se insere. Este aspecto foi, inclusivamente, considerado por **Záruba & Mencl (1982)** como critério básico para uma classificação adequada, tendo em vista a racionalização de objectivos relativos à execução de estudos geológicos e geotécnicos.

Aqueles autores realçam o ambiente geológico onde as diferentes formas de instabilidade têm lugar, tendo para tal proposto quatro classes de situações distintas. A primeira (classe A) inclui todos os tipos de movimentos susceptíveis de ocorrerem em depósitos superficiais, quaternários, os quais cobrem vastas extensões no seu país natal, a antiga Checoslováquia. Seguem-se as ocorrências afectando terrenos pelíticos (classe B), e as que ocorrem em maciços rochosos (classe C). Por fim, numa classe à parte, são agrupados tipos de movimentos de terrenos relativos a mecanismos muito diversos mas que se poderão desencadear, por vezes com alguma frequência, em certos países sob condições geoambientais muito específicas (classe D).

No entanto, outros autores checos (**Nemkoc *et al.*, 1972**) já tinham anteriormente proposto uma classificação para ser utilizada, pelo menos, para as condições climáticas existentes na Europa, se bem que baseada apenas no estudo de ocorrências daquele país. Os critérios principais foram o carácter geomecânico dos diferentes movimentos de terrenos em taludes e sua velocidade, distinguindo-se quatro grupos básicos progressivamente mais rápidos: fluência ("creep"), escorregamento ("sliding"), fluxo ou torrente ("flow") e queda ("fall").

Guidicini & Nieble (1984), descrevem alguns sistemas de classificações propostos por autores brasileiros onde se enfatiza a ocorrência de fenómenos de instabilidade de taludes em meios tropicais e sub-tropicais húmidos. Apontam o exemplo da classificação de **Freire (1965 in *op. cit.*)** cuja

utilização seria essencialmente válida para aqueles ambientes geoclimáticos. Como exemplo do que foi referido, fenómenos muito comuns no Brasil e que aí são conhecidos pelas suas consequências muitas vezes catastróficas, como as torrentes ou fluxos de detritos ou de lamas (corridas, na terminologia brasileira), são agrupados, juntamente com as formas de fluência lenta, num dos três grandes tipos fundamentais de movimentos de terrenos que constituem o essencial desta classificação: os escoamentos (ou fluxos). Os outros dois tipos fundamentais são os escorregamentos e as subsidências.

Para além daqueles aspectos geológicos e climáticos de cunho regionalista, têm sido utilizados outros, de carácter mais geral, como critério de classificação. A velocidade da ocorrência é um deles, distinguindo, em termos cinemáticos, os diferentes tipos de movimentos de terrenos. O **Quadro 2.1** apresenta a classificação de velocidades adoptada, a partir de 1993, pelo "International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory" (WP/WLI) e baseada, com pequenas alterações, na escala de velocidades da autoria de **Varnes (1958 in Varnes, 1978)**.

Classe	velocidade mínima	descrição	Impacte sobre pessoas e bens
7	5 m/s	extremamente rápido	Catástrofe de grande violência. Edifícios atingidos totalmente destruídos e população morta pelo impacto do material em movimento ou por efeito da desagregação da massa deslocada.
6	3 m/min	muito rápido	Grandes destruições. Algumas pessoas mortas dada a velocidade do movimento ser tal que não permite que todos escapem.
5	1,8 m/h	rápido	Fuga e evacuação possíveis. Estruturas, bens e equipamentos destruídos pela massa em movimento.
4	13 m/mês	moderado	Possível manutenção de estruturas se localizadas a curta distância em frente ao sopé da massa em movimento. Estruturas localizadas na massa em movimento são danificadas de forma extensiva.
3	1,6 m/ano	lento	Estradas e edifícios podem ser recuperados por meio de trabalhos de manutenção importantes e frequentes, se a duração do movimento não for demasiadamente prolongada e se os movimentos diferenciais nas fronteiras da ocorrência se distribuírem numa vasta área.
2	16 mm/ano	muito lento	Algumas estruturas permanentes mantêm-se incólumes ou podem ser facilmente reparadas se nelas se abrirem fendas.
1		extremamente lento	Nenhum dano em estruturas construídas com as devidas precauções.

Quadro 2.1 - Classes de velocidades de movimentos de terrenos em taludes (adaptado de **International Union of Geological Sciences Working Group on Landslides, 1995**).

Varnes (1978) apresentou um sistema de classificação que incluía seis grupos distintos de movimentos de terrenos em taludes, realçando o papel do tipo de material envolvido para justificar os diferentes mecanismos de rotura e respectivas velocidades de movimentação (**Quadro 2.2**). Esta classificação encontra-se, em regra, aceite pela generalidade dos especialistas tendo sido, em 1990, adoptada pela Comissão para os Movimentos de Terrenos da Associação Internacional de Geologia de Engenharia.

Segundo o mesmo autor, o tipo de movimento surge como critério principal, correlacionado com o tipo de material envolvido: rocha ou solos ("engineering soils"), distinguindo-se nestes últimos os solos mais finos, terrosos, dos mais grosseiros, constituídos por detritos. Este sistema classificativo foi até hoje quase universalmente adoptado, nele se baseando, com mais ou menos alterações, quase todas as classificações seguintes.

Tipo de movimento		Tipo de material		
		Maciço rochoso	Solos	
			Predominantemente grosseiros	Predominantemente finos
1	Queda ("fall")	de rochas	de detritos	de terra
2	Tombamento ("topple")	de rochas	de detritos	de terra
3	rotacional ("slide")	poucas	singular de rochas	singular de detritos
		unidades	singular de rochas	singular de detritos
	translacional	muitas unidades	de rochas em blocos	de detritos em blocos
4	Extensão lateral ("lateral spread")	de rochas	de detritos	de terra
5	Fluência ("flow")	de rochas (fluência profunda)	de detritos	de terra (fluxo de solo)
6	Movimentos complexos:	combinação de dois ou mais dos cinco tipos principais		

Quadro 2.2 - Esquema da classificação de movimentos de terrenos em taludes proposta por **Varnes (1978)**.

Com esta classificação, o autor teve o cuidado de separar mecanismos bem distintos que tinham sido incluídos no mesmo grupo tipológico por autores anteriores. Por exemplo, na classificação de **Nemckoc et al. (1972)**, o grupo da fluência ("creep") abrangia as extensões laterais de blocos (por deformação gravítica de camadas mais plásticas subjacentes) e pelo menos alguns mecanismos de rotura por tombamento (por descompressão lateral dos maciços). Pelo contrário, tanto as formas de fluência interpretadas por estes autores como os deslocamentos muito lentos das zonas mais

superficiais de solo ou a deformação, superficial ou profunda, de estratos rochosos, como os fluxos rápidos ou muito rápidos de terras ou de detritos, geralmente associados à presença de fortes teores em água, passaram a ser incluídos por **Varnes (1978)** nas fluências ("flow").

A classificação morfométrica de **Hutchinson (1988)**, apresentada no 5º Simpósio Internacional sobre Movimentos de Terrenos (Lausanne, Suíça) baseia-se, em linhas gerais, na de **Varnes (op. cit.)** bem como, no que diz respeito aos mecanismos de rotura em terrenos argilosos, na sistemática de **Skempton & Hutchinson (1969)**. Numa forma resumida, apresenta-se no **Quadro 2.3** a referida classificação de Hutchinson. Tem como critério principal a morfologia e, num segundo plano, o mecanismo de rotura, o tipo de material envolvido e a velocidade do movimento.

Mais recente, a Classificação Europeia de Movimentos de Massa nasceu de um programa organizado entre 1991 e 1993 para ser utilizado nos países da Comunidade Europeia e denominado de Projecto EPOCH (**Dickau et al., 1996**). Como se vê no **Quadro 2.4**, aquela classificação é muito semelhante ao esquema proposto por Varnes. A principal diferença entre as duas classificações referidas reside no facto de os três grandes grupos de tipos de ocorrências englobados por Varnes no tipo escorregamento, serem aqui separados tendo em atenção os mecanismos próprios de cada um deles. Assim, nesta classificação definem-se oito tipos de movimentos de terrenos em vez dos cinco considerados por Varnes. Nos escorregamentos rotacionais, por sua vez, distinguem-se três sub-tipos principais tal como definidos na classificação de Hutchinson.

A	Deformação de vale ("valley rebound") - Movimentos tanto horizontais como verticais de terrenos por alívio de tensões motivados por escavação artificial ou natural (entalhe natural de rios).
B	Fluência ("creep").
C	Descaimento de encostas ("sagging of mountain slopes").
D	Escorregamentos 1 - em meio confinado, 2 - rotacionais (singulares, sucessivos e múltiplos), 3 - compostos ("compound"), 4 - translacionais.
E	Movimentos de fluência envolvendo detritos 1 - fluxos de lama ("mudslide"), 2 - escorregamentos seguidos de fluimento do material deslocado ("flowslide"), 3 - torrentes rápidas a extremamente rápidas de detritos saturados ("debris flow"), 4 - torrentes extremamente rápidas de detritos secos ("rock avalanche/sturzturm").
F	Tombamentos.
G	Quedas.
H	Movimentos de vertente complexos.

Quadro 2.3 - Esquema resumido da classificação de **Hutchinson (1988)**.

Tipo	Rocha	Detritos	Solo
1 - Queda	de rocha	de detritos	de terra
2 - Tombamento	de rocha	de detritos	de terra
3 - Escorregamento (rotacional)	singular ("slump")	singular	singular
	múltiplo	múltiplo	múltiplo
	sucessivo	sucessivo	sucessivo
Escorregamento (translacional)			
4 - Não rotacional	em blocos ("block slide")	em blocos	em blocos ("slab slide")
5 - Planar	de rocha ("rockslide")	de detritos ("debris slide")	de terra ("mudslide")
6 - Extensão lateral	de rocha	de detritos	de terra
7 - Fluimento	de rocha ("sackung")	de detritos	de terra
8 - Complexo (um dado tipo de movimento progride para uma segunda forma de ocorrência por mudança de comportamento do mesmo material enquanto este se desloca pela vertente abaixo. Ex: tombamento seguido de queda; escorregamento evoluindo para fluimento de terras; extensão lateral de blocos terminando numa zona de tombamento dos blocos mais adiantados, etc.)			

Quadro 2.4 - Classificação de movimentos de terrenos em encostas segundo o projecto EPOCH (1991-93). Adaptado de **Dickau *et al.* (1996)**.

Em consequência de uma preocupação cada vez mais generalizada existe, hoje em dia, um vasto acervo bibliográfico àcerca dos tipos e mecanismos de movimentos de terrenos em taludes, de que se destacam os trabalhos de **Skempton & Hutchinson (1969)**, **Varnes (1958 e 1978)**, **Hoek & Bray (1994)**, **Bromhead (1992)**, **Dikau *et al.* (1996)** e muitos outros. Na descrição dos diferentes tipos de movimentos de terrenos em taludes que a seguir se apresenta apenas se referem aqueles que, com maior ou menor importância, têm sido observados na área tomada como referência para a elaboração deste trabalho e já situada e descrita no Capítulo 1. A referência aos mecanismos de rotura observados na zona em análise é baseada em condições que se consideram análogas a situações descritas por alguns daqueles autores.

2.2 - QUEDAS

Movimento muito rápido, total ou parcialmente em queda livre, de blocos isolados de rocha ou de solo, ou de conjuntos de elementos mais ou menos numerosos, geralmente a partir de um ponto elevado de uma escarpa.

Este fenómeno abrange, na totalidade ou em parte, a seguinte sequência de acontecimentos: rotura e

destaque - queda livre - ressalto - rolamento - imobilização. A distância que o bloco percorre desde o início da queda até à imobilização depende, entre outros factores, do declive da escarpa, da forma e dimensões do bloco, do ângulo segundo o qual este atinge a escarpa no momento do impacto nesta e da quantidade de energia absorvida pela cobertura vegetal durante o impacto no terreno. A resistência e compartimentação do material que constitui o bloco é também um factor a ser considerado pois, tratando-se de solo ou de rocha branda e/ou intensamente fissurada, aquele pode desagregar-se logo que embate nalguma saliência da encosta ou quando atinge a base desta.

Alguns destes aspectos são normalmente tidos em conta em estudos efectuados para avaliar a quantidade de energia dissipada durante o movimento (**Fig.2.2**), sendo numerosas, hoje em dia, as referências a análises de trajectórias efectuadas tanto experimentalmente no campo, observando e registando directamente o movimento de quedas provocadas (**Ritchie, 1964**), como teoricamente, desenvolvendo modelos matemáticos e/ou numéricos com vista à sua previsão (**Fig.2.3**) (**Rochet, 1987; Berchten et al., 1988; Bozzolo et al., 1988; Marie, 1988; etc.**).

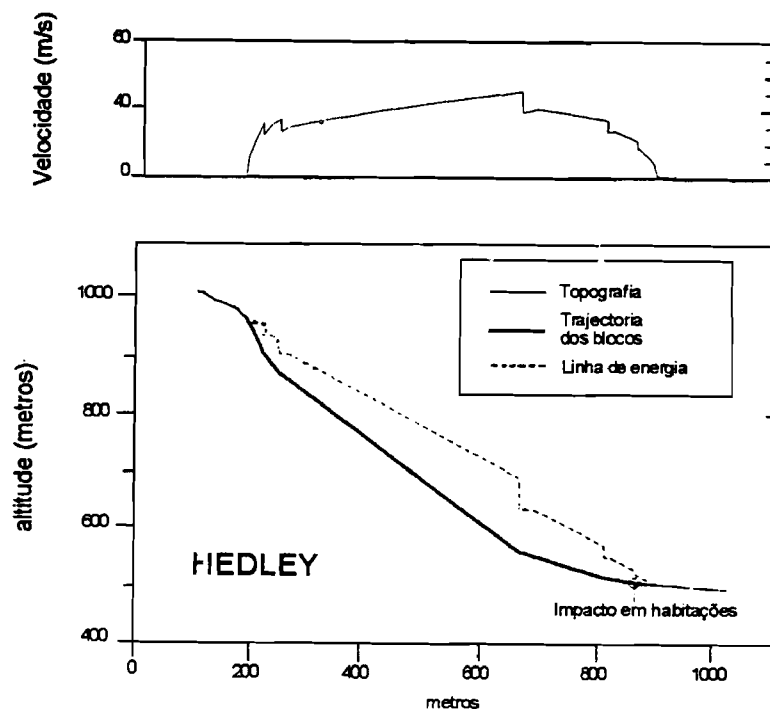


Figura 2.2 - Reconstituição de trajectórias de blocos de rochas mostrando a energia posta em jogo pelo movimento (adaptado de **Evans & Hungr, 1993**).

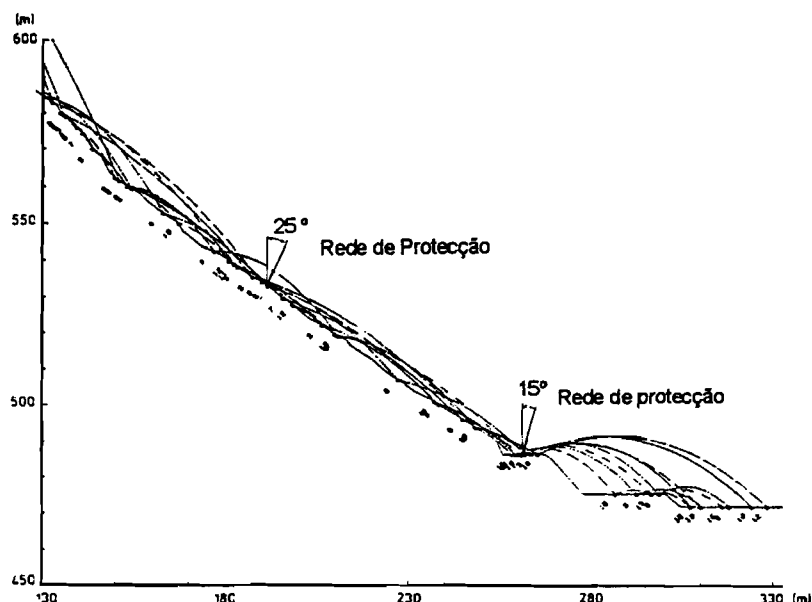
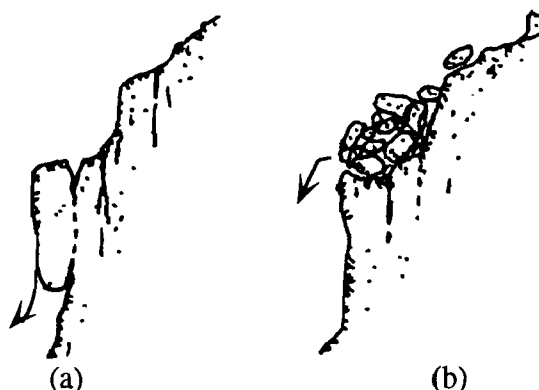


Figura 2.3 - Previsão das trajetórias de blocos rochosos com pontos de partida a diferentes alturas, para estudo de implantação de redes de protecção (Rochet, 1987).

Rapp (1961, in Varnes, 1978), e Hutchinson (1988) distinguem as quedas primárias, envolvendo blocos de rocha ou solo provenientes directamente a partir da rocha mãe, das quedas secundárias, interessando neste caso os materiais que caem de nichos ou saliências sobre os quais ficaram provisoriamente retidos no seguimento de movimento anterior a partir de um ponto mais elevado do talude (**Fig.2.4**). Para **Flageollet & Weber (1996)**, a queda secundária não é mais do que uma queda de material cujo movimento inicial sofreu interrupção, mais ou menos prolongada, ao atingir um dado obstáculo.

Figura 2.4 - Principais categorias de quedas: a - queda primária (de blocos de rocha ou de solo); b - queda secundária (de calhaus ou seixos).



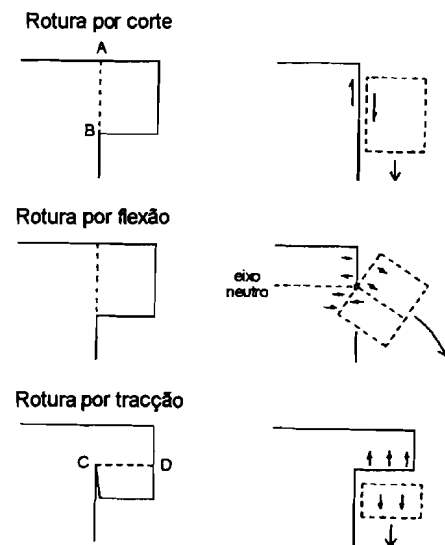
Existem diversos mecanismos que levam à rotura e consequente destaque de um bloco a partir de um maciço rochoso ou terroso.

Na maioria dos casos as escarpas onde estes fenómenos têm lugar apresentam, verticalmente, um comportamento heterogéneo em termos de resistência às acções dos agentes erosivos os quais, ao

erodirem mais facilmente uns locais do que outros, vão pondo em evidência os trechos mais resistentes e menos meteorizáveis. Ao mesmo tempo, os mais friáveis e, eventualmente, mais brandos, sofrem um rápido recuo fazendo com que as camadas mais resistentes adquiram a forma de cornija, ou consola. Dependendo das suas características litológicas, estruturais ou geotécnicas bem como dos tipos e intensidade dos agentes erosivos, tais consolas podem atingir desde alguns decímetros a vários metros de balanço antes de sofrerem colapso por acção gravítica. Os casos onde este fenómeno surge com maior acuidade são os das encostas fluviais e das arribas marítimas. No primeiro caso, a base da vertente está sujeita a um trabalho de sapa mais ou menos contínuo por parte das correntes dos rios, efeito especialmente significativo nas épocas de cheias. No caso das arribas marítimas, o efeito das ondas litorais é particularmente intenso em época de "marés vivas".

A rotura dos blocos em consola dá-se, regra geral, por um ou outro de três mecanismos principais: corte, flexão e tracção, conforme exemplificam **Thorne & Tovey (1981 in Richards & Lorriman, 1987)**. Como se observa na **Fig.2.5**, a rotura por corte envolve o deslocamento do bloco em consola ao longo da superfície AB. Na rotura por flexão, o bloco sofre rotação em torno do eixo neutro acima do qual ocorre tracção e, abaixo do mesmo, compressão. Por último, a rotura por tracção ocorre quando o peso da parte inferior do bloco suspenso impõe tensões que excedem a resistência à tracção do material que o constitui.

Figura 2.5 - Esquema dos diferentes mecanismos de rotura de blocos em consola:
A - Corte; B - Flexão; C - Tracção. Adaptado de **Thorne & Tovey (1981 in Richards & Lorriman, 1987)**.



Para **Hutchinson (1988)**, o destaque do bloco tem origem numa fenda de tracção a qual vai progredindo até se dar, de forma mais ou menos abrupta, a rotura repentina, normalmente por corte, da ligação que resta entre o bloco e o maciço rochoso ou terroso de onde provém.

Escarpas cujo sopé se encontra longe da influência da acção mecânica e química das águas do mar ou dos rios podem também apresentar consolas de grande balanço. Af, as camadas mais brandas foram sendo desgastadas pelo vento, pelas águas da chuva e, em diversos casos, pela erosão interna induzida pelas águas subterrâneas que escoam do interior para a face da vertente. A acção diferencial, mecânica e química, destes agentes da erosão sobre os diferentes estratos dá à parede da

escarpa uma textura rugosa, mais ou menos evidente consoante o intervalo de tempo durante o qual aquela parede esteve exposta. O impacto visual dado pelo contraste entre rugosidades mais atenuadas e mais ásperas, e entre estas e as zonas que sofreram desmoronamentos recentes, as quais correspondem normalmente a superfícies lisas, permite, de forma expedita, avaliar a idade relativa de trechos contíguos da escarpa (Bromhead, 1992).

2.3 - TOMBAMENTOS

Movimento de rotação de colunas ou de painéis de rocha, solo ou detritos em torno de um eixo situado abaixo do centro de gravidade da massa instável ou na sua base (Varnes, 1978), por cedência do terreno subjacente ou por acção de forças exercidas a partir do maciço de onde se destacaram. A água que preenche as descontinuidades que separam aquelas colunas ou painéis do maciço a que pertencem tem, por vezes, grande importância no desenrolar deste mecanismo uma vez que sobre eles impõe pressões hidrostáticas. Essas descontinuidades, verticais ou muito inclinadas no sentido do interior do maciço, tanto podem corresponder a planos de estratificação ou de xistosidade subverticais ou a diaclases, como ainda a fendas de tracção devidas a alívio de tensões laterais ou à perda de resistência ou erosão de uma camada sobre a qual assenta um trecho proeminente de uma escarpa.

A Fig.2.6 ilustra diferentes mecanismos de tombamento. De notar que no exemplo (a) da figura, o movimento parece corresponder mais a um mecanismo do tipo extensão lateral de blocos, tal como é definido por Varnes (1978).

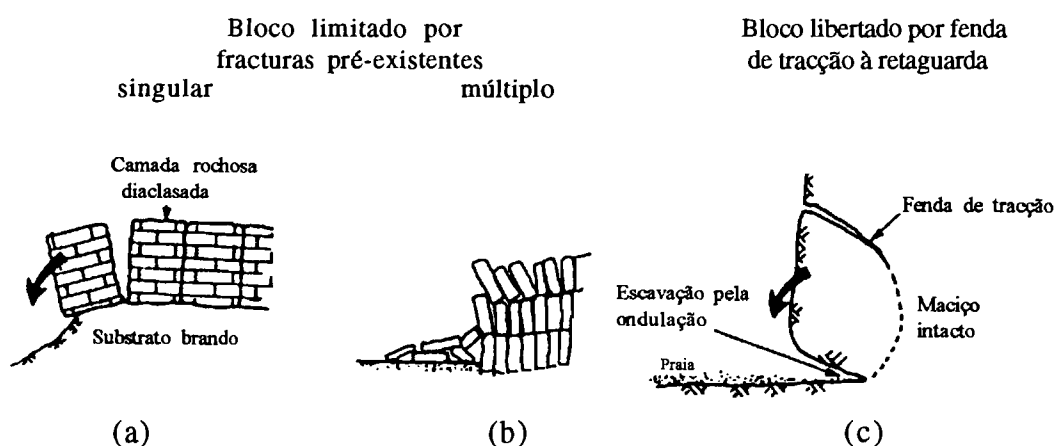


Figura 2.6 - Diferentes tipos de rotura por tombamento (adaptado de Hutchinson, 1988).

Contudo, na bibliografia abundam exemplos reais de cristas rochosas e fracturadas em extensão lateral e em cuja frente os blocos, assentes sobre uma camada mais branda e plástica, acabam por rodar sobre si próprios, tombando para a frente. Tal permite concluir que estes dois tipos de

movimentos, os tombamentos e as extensões laterais surgem, muitas vezes, associados na natureza.

A possibilidade de ocorrência de tombamento de um bloco, coluna ou painel não pode ser avaliada com base em técnicas de equilíbrio limite, uma vez que o mecanismo não envolve, neste caso, deslizamento ao longo de uma superfície de rotura. Havendo uma descontinuidade separando um bloco do maciço que compõe uma vertente (**Fig.2.7**), a possibilidade daquele tombar depende da altura (h) e largura do bloco (b), da inclinação do plano sobre o qual o bloco assenta (ψ) e do ângulo de atrito ao longo desse plano (ϕ). Assume-se que a coesão é nula. Quando o vector peso (W), que se admite passar pela posição do centro de gravidade do bloco, cai sobre um ponto no exterior da base deste, o bloco tomba. No quadro da **Fig.2.7**, da autoria de Ashby (1971 in Hoek & Bray, 1994), aqueles parâmetros definem quatro situações de equilíbrio distintas.

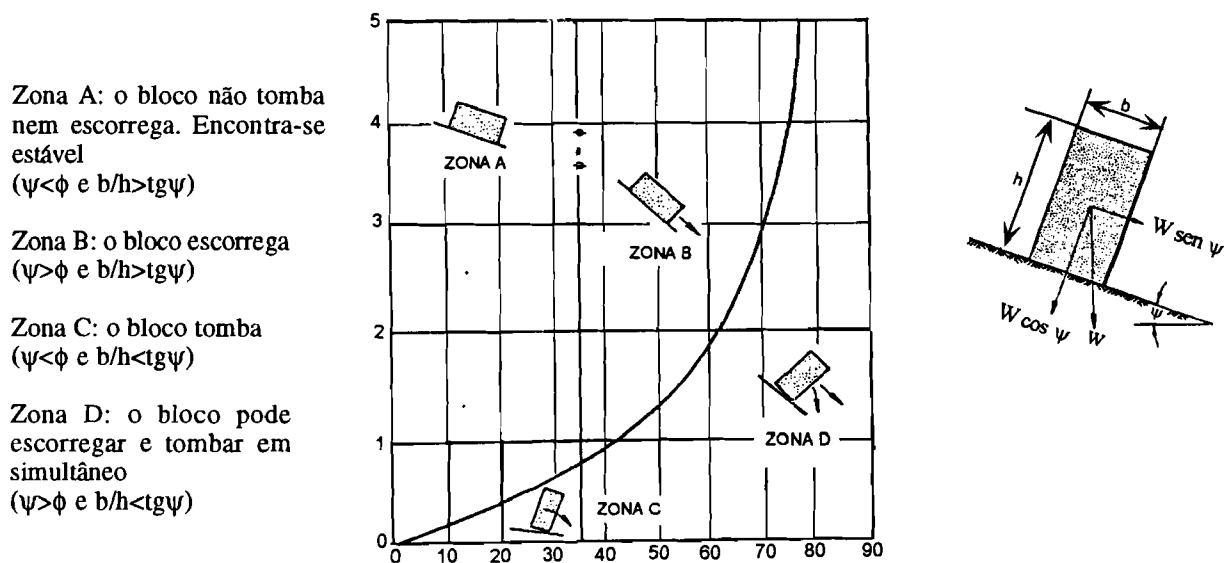


Figura 2.7 - Condições de estabilidade de um bloco num plano inclinado (adaptado de Hoek & Bray, 1994).

Contudo, como se verificou pelo que ficou dito atrás, podem ocorrer tombamentos de blocos sem que a sua base se encontre inferiormente confinada por uma superfície preexistente (superfície de estratificação ou de xistosidade, diaclase, etc.) dependendo este facto da litologia do próprio bloco.

O mecanismo deste tipo de movimento de terrenos foi, pela primeira vez, analisado por **De Freitas & Watters (1973)** tendo estes adoptado a denominação de "toppling" (**Fig.2.8**). Só alguns anos mais tarde é que este fenómeno adquiriu um lugar próprio no âmbito de uma classificação de movimentos de terrenos em taludes (**Varnes, 1978**) estando quase sempre incluída, pelos autores anteriores, no capítulo das quedas ou desmoronamentos. No entanto, no seguimento à rotação em torno de um eixo de um bloco prismático ou de um painel da parede de escarpa, nem sempre ocorre um movimento de queda livre, ficando aquela massa, que pode ser de rocha ou de solo, tombada

para a frente do local de onde se destacou. Logicamente, tal depende da topografia do terreno em frente à zona onde se localiza o eixo em torno do qual se deu a rotação do bloco ou painel.

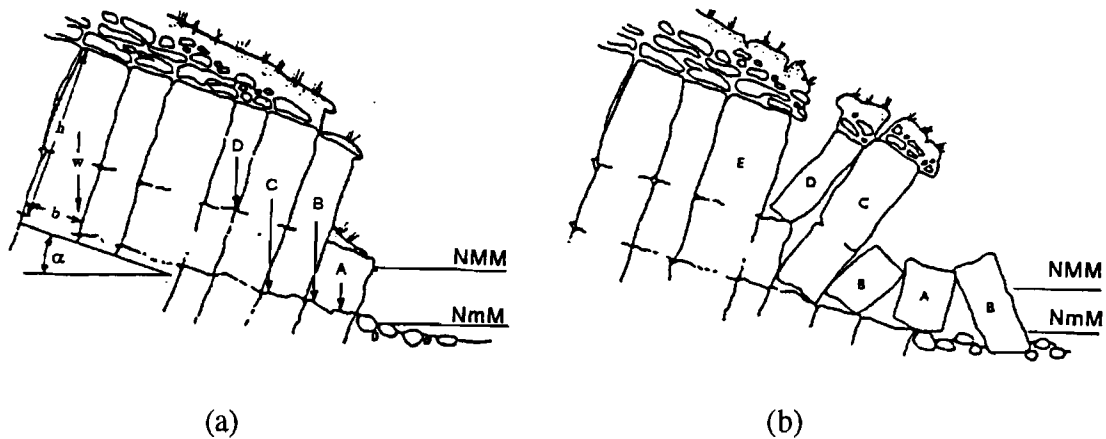


Figura 2.8 - Mecanismo de tombamento em maciço rochoso diaclasado sob acção da erosão marinha no sopé (adaptado de **De Freitas & Watters, 1973**). (a) O fenómeno ocorre sobre uma superfície inclinada num ângulo α tal que $b/h < \text{tg}\alpha$; os blocos B, C e D teriam condições para tombar se não fossem impedidos de o fazer pelo bloco A; NMM - nível máximo da acção do mar; NmM - nível mínimo da acção do mar; (b) a erosão marinha desloca o bloco A fazendo o bloco B tombar sobre ele; os blocos C e D iniciam o movimento, mas não o bloco E devido à maior extensão da sua base.

Em escarpas constituídas por rochas brandas e/ou solos rijos relativamente homogéneos e de estratos horizontais ou pouco inclinados e sujeitas a forte ataque pela erosão fluvial, marinha ou subaérea, as discontinuidades podem ser geradas por forças de tracção derivadas da rápida descompressão por perda do terreno confinante. As águas infiltradas no interior do maciço, ao preencherem as fendas assim formadas, desempenham um papel importante no movimento ao induzirem, por sua vez, pressões hidrostáticas de encontro ao bloco ou painel de rocha destacado. Aquele inicia, então, um movimento de flexão a partir do seu topo, processo favorecido pela concavidade no sentido do exterior que o plano da diaclase que o separa do resto do maciço geralmente apresenta. O processo torna-se irreversível uma vez que aquela flexão inicial vai possibilitar que as águas da chuva e de escorrência penetrem mais facilmente através da fenda, acelerando o movimento da parte superior do bloco.

A progressão da fenda para baixo e o contínuo aumento da sua abertura só terminam, geralmente, quando a projecção vertical do centro de gravidade do bloco cai fora da base de apoio deste dando-se, então, o tombamento. Este fenómeno, motivado essencialmente por alívio de tensões laterais (**Fig.2.9-a**), é conhecido na bibliografia anglo-saxónica por tombamento por fenda de tracção ("tension crack toppling"). Este mesmo mecanismo foi também esquematizado por **Panet & Rotheval (1976)** com a denominação de desmoronamento ("éboulement") por tombamento (**Fig.2.9-b**).

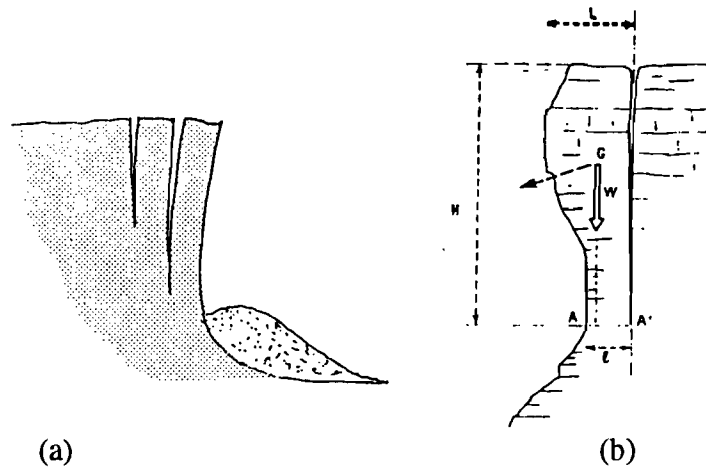


Figura 2.9 - Tombamento por abertura e fenda de tracção ("tension crack toppling"). (a) esquematizado por **Goodman & Bray (1976 in Hoek & Bray, 1994)**. (b) esquematizado por **Panet & Rotheval (1976)**.

Existem, porém, outros processos que conduzem ao desencadear de um tombamento de coluna ou de painel de rocha. Um deles poderá ter a ver com uma grande diferença de resistência entre o material que constitui a parte superior da escarpa e o terreno subjacente, induzindo esforços de tracção na zona superior, menos dúctil. A **Fig.2.10** ilustra o mecanismo, admitindo a meteorização da camada subjacente ao trecho superior diaclasado, a qual vai enfraquecendo progressivamente com redução das suas características de deformabilidade. Esta redução não é constante em profundidade, sendo máxima nas zonas superficiais mais expostas a efeitos de alteração e cada vez menor para o interior, o que se traduz numa variação lateral de compressibilidade da camada e, por conseguinte, assentamentos diferenciais do bloco compartimentado sobrejacente. Como esse assentamento é máximo do lado exterior da base do bloco e mínimo no lado interior, o movimento tem assim o seu início (**Evans, 1981 in Bromhead, 1992**).

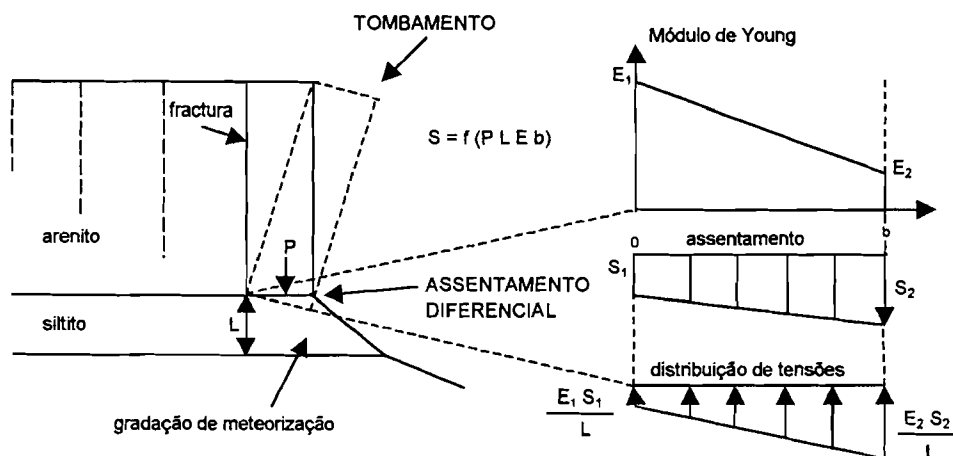


Figura 2.10 - Esquema de um mecanismo de tombamento de bloco após meteorização da camada mais branda subjacente, segundo **Evans (1981)** e **Dubaven (1983)**, in **Bromhead (1992)**.

2.4 - ESCORREGAMENTOS

A principal característica dos escorregamentos advém do facto do movimento ocorrer ao longo de uma superfície de rotura por corte, facilmente reconhecível pelas alterações que provoca na morfologia original do terreno. Consoante a geologia do terreno afectado e a geometria daquela superfície, assim se distinguem os diversos tipos de escorregamentos.

A sua ocorrência está normalmente associada a vertentes constituídas por solos e de declive variável, mas também podem afectar meios essencialmente rochosos estando, neste caso, totalmente dependentes das características estruturais dos maciços. **Varnes (1978)** distingue-os, antes de mais, pela geometria da superfície de rotura: escorregamentos rotacionais e escorregamentos translacionais.

2.4.1 - Escorregamentos rotacionais

Os escorregamentos rotacionais ocorrem ao longo de superfície de rotura circular côncava para cima podendo ser, por sua vez e como mostra a **Fig.2.11**, divididos em singulares, múltiplos e sucessivos (**Hutchinson, 1988**). No primeiro caso, faz-se ainda a distinção consoante o plano de rotura surja à superfície em plena vertente (rotura de talude), na base da mesma (rotura pelo sopé) ou a certa distância da base após passagem a cota inferior à do pé do talude (rotura pela base). **Colas & Pilot (1976)** classificam os dois primeiros casos como escorregamentos superficiais e o terceiro como profundo. À anteriormente denominada rotura de talude estes autores aplicam o termo de escorregamento de crista (**Fig.2.12**).

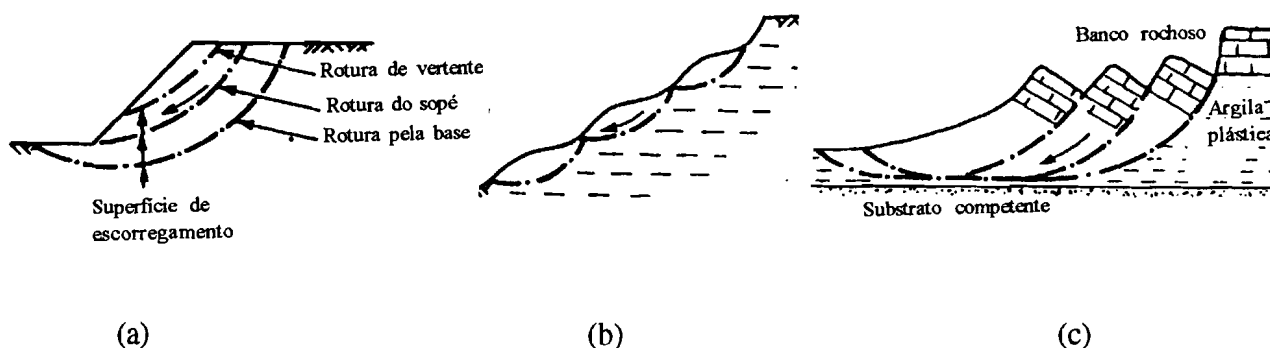
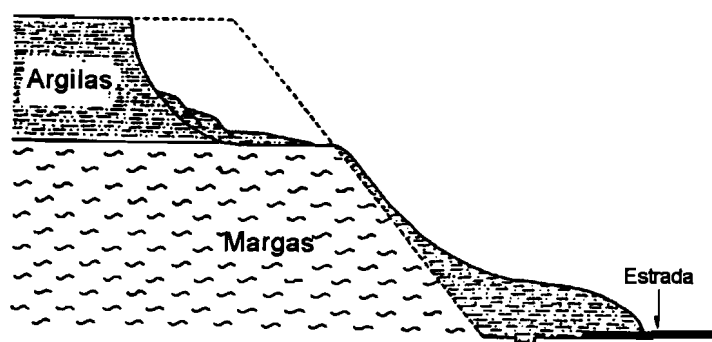


Figura 2.11 - Escorregamentos rotacionais: a) singulares; b) sucessivos; c) múltiplos (adaptado de **Hutchinson, 1988**).

Figura 2.12 - Escorregamento de crista (adaptado de Colas & Pilot, 1976).



Tem interesse verificar a grande semelhança entre o desenho de Hutchinson relativo aos escorregamentos múltiplos e a interpretação dada por Mather, século e meio antes, para o que este último classificou de escorregamentos sucessivos (**Fig. 2.1**). As geometrias do movimento em ambas as figuras são absolutamente idênticas, tendo apenas variado a terminologia adoptada.

Os escorregamentos rotacionais são por vezes profundos, envolvendo a massa deslocada um volume importante em relação à dimensão do talude afectado. Contudo, na grande maioria dos casos, as características resistentes do terreno aumentam rapidamente em profundidade e em função da tensão efectiva o que inibe, em regra, o desenvolvimento de superfícies de rotura profundas. A maioria dos escorregamentos rotacionais típicos definidos por uma superfície de rotura semi-circular, em forma de colher (**Varnes, 1978**), só é possível em terrenos moles, coesivos e relativamente homogêneos. No caso de taludes rochosos, podem ocorrer em determinadas zonas onde o maciço se apresenta fortemente meteorizado ou intensamente compartimentado por diaclasamento denso e aleatório (**Hoek & Bray, 1994**).

2.4.2 - Escorregamentos translacionais

Os escorregamentos translacionais envolvem movimento ao longo de superfícies de deslizamento planas ou quase planas. Estas superfícies são controladas por heterogeneidades estruturais no maciço que constitui o talude, podendo ser superfícies de estratificação, planos de falhas ou famílias de diaclases cuja orientação em relação à encosta propicia a rotura e o deslocamento de massas de terreno mais ou menos volumosas. As mesmas superfícies também podem corresponder a zonas de transição entre camadas de diferentes características resistentes (por exemplo, depósitos de vertente cobrindo terreno *in situ* pouco meteorizado, terreno sobrejacente a leito de argila muito plástica, etc.).

Revestem-se de especial interesse duas formas de escorregamentos translacionais, uma vez que se observam na área em estudo: escorregamentos de terras em bloco ("slab slide") e escorregamentos

de detritos ("debris slide").

Os escorregamentos de detritos (**Fig.2.13**) são movimentos pouco profundos, decimétricos ou com pouco mais de um metro, em material não consolidado, coluvionar ou de terreno *in situ* meteorizado.

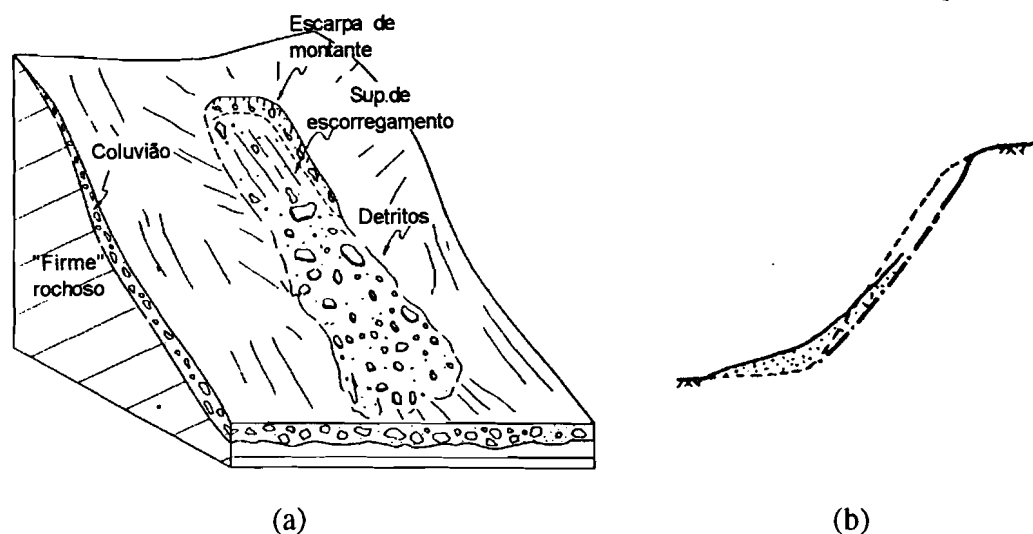


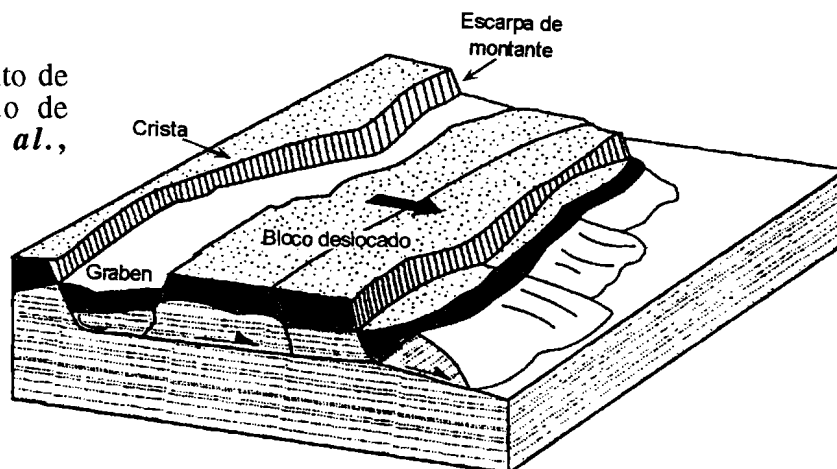
Figura 2.13 - Escorregamento de detritos. Adaptado de (a) **Corominas (1996)** e (b) **Hutchinson (1988)**.

Afectam vertentes de declive muito variável, na maioria dos casos dentro do intervalo de 25° a 45° (**Hutchinson, 1988**). A superfície de rotura coincide, em regra, com a zona de separação entre o material descomprimido de cobertura e o maciço são. Estão normalmente associados à redução da resistência ao corte daquele material por efeito do excesso de pressões intersticiais instaladas no maciço após períodos de chuvas intensas e afectam zonas de vegetação esparsa ou rarefeita (**Corominas, 1996**).

Os escorregamentos de terras em blocos (**Fig.2.14**) são movimentos de terrenos coesivos, argilosos ou silto-argilosos, ao longo de uma superfície de rotura aproximadamente coincidente com o limite inferior da zona constituída por material meteorizado, um horizonte pedogénico ou uma superfície estrutural (**Ibsen et al., 1996**). A extensão da massa em movimento produz uma sucessão de "grabens" e "horsts" transversais em relação ao sentido do movimento. As zonas afectadas são, normalmente, pouco espessas e o mecanismo está muito dependente das alterações do nível freático (o movimento desencadeado durante uma época de chuvadas fortes cessa assim que surgem períodos mais secos) e de possíveis cortes efectuados ao nível do pé do talude.

Como a inclinação da superfície de corte costuma aproximar-se da inclinação da encosta e as espessuras de terreno envolvidas são relativamente pequenas em relação às áreas instabilizadas, este tipo de ocorrência costuma ser analisado com base em modelos de "taludes infinitos".

Figura 2.14 - Escorregamento de terras em blocos. Adaptado de **GSL (1987 in Ibsen et al., 1996)**.



2.4.3 - Análises de estabilidade

Entre os diversos tipos de métodos criados para avaliação da estabilidade dos taludes, os mais utilizados têm sido os métodos de equilíbrio limite. O estudo, por estes métodos, das condições de estabilidade de taludes sujeitos a escorregamentos sofreu grande desenvolvimento, no decorrer do presente século, pois foram essencialmente movimentos deste tipo que afectaram as grandes obras de engenharia que, desde meados do século XIX, se começavam a realizar. A validade dos primeiros métodos criados admitia que os terrenos em rotura eram homogêneos e isotrópicos.

A análise de estabilidade de um talude baseada em qualquer dos diversos métodos de equilíbrio limite existentes, pressupõe a ocorrência de rotura por corte de um trecho desse mesmo talude ao longo de uma superfície bem definida ou, o mesmo é dizer, a ocorrência de um escorregamento ao longo de uma superfície cinematicamente viável. Consoante a geometria dessa superfície, a qual depende essencialmente da composição litológica e estrutural do maciço que constitui o talude, assim vai depender a escolha do método de cálculo utilizado. Este último deverá basear-se no modelo geométrico, mecânico e hidráulico que melhor traduz a situação real.

Estes métodos admitem que o talude se encontra em equilíbrio estático. Nos modelos mais simples, quando as tensões de corte ultrapassam determinado valor, a resistência ao corte é mobilizada de modo constante ao longo de uma superfície potencial de rotura (Nach, 1989). A relação entre a resistência ao corte mobilizada, definida pelo critério de Mohr-Coulomb, e a tensão de corte máxima instalada é expressa em quociente e denomina-se factor de segurança. Os diferentes métodos de cálculo existentes para obtenção do factor de segurança de taludes têm vindo a ser sintetizados por diversos autores como Chowdhury (1978), Graham (1984), Nach (1989), Mostyn & Small (1987), Bromhead (1992), etc. Métodos versando movimentos em meio rochoso são

discutidos por **Giani (1992)** e **Hoek & Bray (1994)**, entre outros.

No caso de escorregamentos translacionais, o modelo mais simples é o dos "taludes infinitos", o qual pressupõe uma superfície de corte paralela ao declive da vertente e uma espessura de terreno instável muito pequena em relação à dimensão longitudinal do talude, de tal modo que se considera que este se prolonga infinitamente com uma inclinação constante. Se o movimento ocorrer ao longo de uma superfície de corte não paralela à inclinação da vertente, recorre-se às análises de rotura planar ou de rotura de cunha rochosa descritas por **Hoek & Bray (1994)**, consoante o bloco instável deslize ao longo de um plano ou ao longo de uma linha definida pela intersecção de dois planos. Se em vez de um único plano a superfície de rotura for definida por dois ou mais, a sua representação bidimensional passa ser composta por outros tantos segmentos de recta sobre os quais se definem blocos, também denominados de cunhas, sendo avaliado o equilíbrio estático de cada bloco (método das cunhas) relativamente aos adjacentes.

Quanto aos escorregamentos rotacionais, o método mais simples pressupõe uma análise em termos de tensões totais ($\phi_u = 0$) e admite a rotação de um bloco rígido deslocando-se numa superfície de rotura circular ao longo da qual a resistência não drenada do terreno é mobilizada. Originalmente, a análise era feita para todo o bloco potencialmente instável, relacionando os momentos das forças instabilizadoras e estabilizadoras, tomados em relação ao centro do círculo (**Fellenius, 1918 in Nash, 1989**). Posteriormente, admitiu-se que o método era também válido tendo em conta variações de coesão ao longo da superfície potencial de rotura (**Nash, op. cit.**).

Para a avaliação da estabilidade de taludes em termos de tensões efectivas, têm vindo a ser sugeridos e amplamente utilizados modelos progressivamente mais complexos, de modo a interpretar o mais fielmente possível as relações de forças em presença. Assim, refira-se em primeiro lugar o método sueco das fatias ou método de Fellenius, o primeiro método criado em que a representação esquemática do talude acima de uma superfície de rotura circular, é dividida em várias fatias verticais, sendo o equilíbrio do talude definido pelo somatório dos equilíbrios daquelas, calculados um a um. Neste modelo considera-se que as componentes verticais e horizontais das forças actuantes entre fatias contíguas se anulam mutuamente. Esta hipótese, longe de representar a realidade, já não foi aceite por autores posteriores, os quais vieram a propor outros métodos de fatias entrando em linha de conta com forças actuantes entre fatias contíguas e tornando o cálculo do factor de segurança mais complexo: métodos de Bishop simplificado e de Spencer para superfícies de rotura circulares e métodos de Janbu, simplificado e rigoroso, para superfícies de rotura não circulares.

Avaliações expeditas das condições de estabilidade de taludes em solos coesivos são possíveis recorrendo a ábacos de estabilidade como os de Taylor, para condições não drenadas e os de Bishop e Morgenstern para avaliações em termos de tensões efectivas (**Bromhead, 1992**).

2.5 - FLUIMENTOS

Segundo **Bromhead (1992)**, um fluimento é um movimento de terrenos que envolve uma deformação interna muito maior que no caso de um escorregamento, no qual, apenas na base da massa em movimento, ocorre deformação. Consoante as características geológicas e o teor em água do material envolvido no processo, tanto podem ocorrer fluimentos extremamente lentos (fluência) como rápidos ou muito rápidos (torrentes ou fluxos de detritos, escoadas de lama). Para ambos os casos, e ao contrário do que caracteriza um escorregamento, não existe um plano de separação nítido entre o material em movimento e o terreno estável, havendo antes uma deformação plástica da camada mais superficial, diminuindo essa deformação com a profundidade.

Varnes (1978) distingue "fluência em rocha" de "fluência em solo". A primeira inclui deformações espaciais contínuas, envolvendo movimentos diferenciais extremamente lentos e geralmente não acelerados entre unidades rochosas relativamente intactas, resultando em dobramentos ou encurvamentos por gravidade ou outras manifestações de comportamento plástico. No caso da fluência em solo, o movimento ocorre no seio de uma massa de terreno não consolidado cuja forma ou distribuição aparente de velocidades se assemelha à de um fluido viscoso.

2.5.1 - Fluência

Este tipo de movimento de terreno, designado por "creep" na nomenclatura anglo-saxónica, constitui a forma mais lenta e menos perceptível de movimentos de terreno, sendo normalmente reconhecível por evidências indirectas. Estas, tanto podem corresponder a deformações em estruturas construídas sobre o terreno pelo Homem, como postes inclinados, muros deslocados e/ou rachados, fendas longitudinais nos pavimentos de estradas e caminhos, etc, como a perturbações no crescimentos das árvores, como ainda a enrugamentos sucessivos da camada mais superficial de solo ou de terreno meteorizado (**Fig.2.15**).

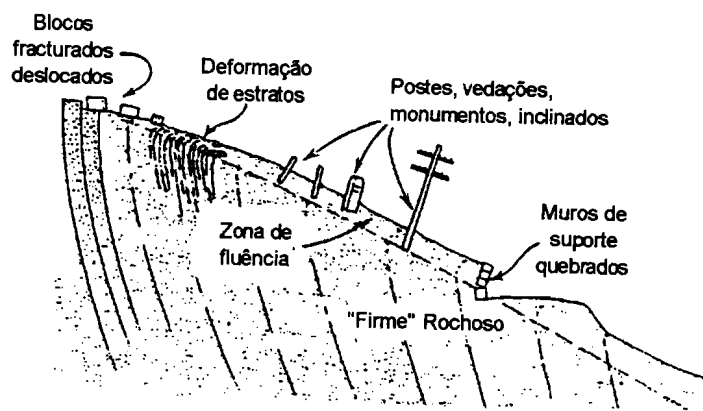
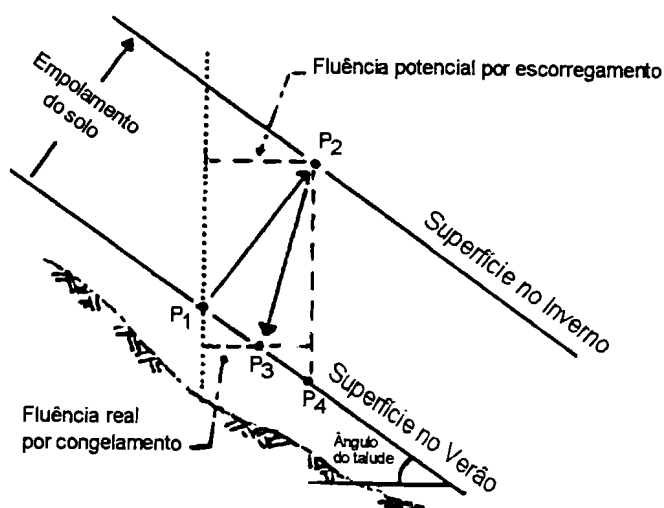


Figura 2.15 - Fluência. Aspectos observáveis do movimento. Adaptado de **Sharpe (1938 in Strahler, 1975)**.

Envolve o deslocamento individual no sentido de jusante de toda e qualquer partícula de solo, desde a mais pequena a blocos de certa dimensão activados, basicamente, pela variação constante do volume do terreno superficial devida ao efeito de gelo-degelo (**Fig.2.16**) ou à alternância de molhagem-secagem. Neste último caso, a grandeza do deslocamento da referida partícula dependerá da maior ou menor expansibilidade do solo. A camada de terreno afectada não excede, em profundidade, a estreita faixa de terreno que se encontra mais sujeita às variações sazonais de temperatura e humidade (**Zaruba & Mencl, 1982**).

Figura 2.16 - Deslocamento de uma partícula de um solo em fluência por acção do congelamento sazonal da superfície de um talude. Adaptado de **Carson & Kirkby (1972 in Romana, 1991)**.



Perturbações na referida zona de terreno pelo pisoteio de pessoas e animais, escavação de tocas e abrigos e vibrações sísmicas são também referidos por **Strahler (1975)** como causas que auxiliam esta lenta progressão do terreno na direcção da base das vertentes.

Este fenómeno gravítico, praticamente universal onde exista uma superfície de terreno com um declive qualquer e constituído por material brando (eluvionar ou coluvionar) ou rochoso estratificado ou diaclasado, torna-se mais intenso ou acelerado, consoante o talude seja mais inclinado, o coberto vegetal mais escasso, mais expansiva a fracção argilosa e maiores as variações sazonais do teor em água (**McKnight, 1996**).

2.5.2 - Torrentes ou fluxos de detritos

São movimentos rápidos de porções de material meteorizado e/ou deslocado que, por saturação durante ou após chuvadas intensas se destaca do local de origem, geralmente uma zona de acumulação de águas pluviais, e escorre pela encosta abaixo, muitas vezes ao longo de um valeiro preexistente. Na base da vertente o material, extremamente fluido, deposita-se em cones de dejectação. Nas zonas de climas frios, este fenómeno é desencadeado após fusão do gelo que preenche os interstícios do terreno.

Geralmente as torrentes de detritos são fenómenos relativamente superficiais notando-se, contudo, as escarpas deixadas pela sua ocorrência nas zonas de crista de taludes encimados por terrenos de forte declive, muito meteorizados *in situ*, ou de depósitos de vertente. Essas evidências morfológicas, expostas no terreno muitas vezes com a forma de um crescente, confundem-se com escarpas de escorregamentos. Em vez de movimentação em bloco para jusante de todo o terreno que não sofre deformação apreciável, como sucede no caso destes últimos, as torrentes de detritos são desencadeadas por fluidificação de todo o material após saturação. Assim, o material não "desliza" ao longo de uma superfície de corte bem definida, mas "escoa" (ou flui) pela encosta, escavando normalmente um sulco durante o seu movimento e deixando na zona de origem uma concavidade quase irregular cujos vestígios são rapidamente apagados pela erosão.

Estes fenómenos têm, regra geral, as seguintes características (Colas & Pilot, 1976): (i) os materiais encontram-se soltos, são heterogéneos e de matriz argilosa; (ii) a rotura ocorre quando o teor em água do terreno ultrapassa um valor crítico pondo-o num estado semi-fluido; (iii) a velocidade atingida pelo movimento pode ser extremamente rápida e (iv) o volume de detritos mobilizados por uma ocorrência aumenta à medida que a torrente progride para a base da vertente. Varnes (1978) acrescenta que a adição de materiais transportados, arrancados à encosta durante o seu fluxo, longe de abrandar o movimento amplifica a sua energia.

A ausência ou rarefacção da cobertura vegetal favorece este tipo de movimento não sendo, contudo, um pré-requisito essencial para que o fenómeno tenha lugar.

2.6 - CAUSAS DOS MOVIMENTOS DE TERRENOS

As causas que desencadeiam a rotura dos terrenos e o início do seu movimento, ou seja, aquelas que, para além da gravidade, condicionam a estabilidade dos taludes, são controladas por diversos fenómenos ou situações conhecidos por factores ou agentes de instabilidade.

De acordo com Varnes (1978), essas causas têm a sua origem no conjunto de factores que contribuem para o acréscimo de tensões de corte e/ou nos factores que contribuem para a redução da resistência ao corte. Os primeiros compreendem o desaparecimento de suporte lateral, a instalação de sobrecargas, acções sísmicas ou vibrações provocadas pelo Homem, basculamento regional, descalce natural ou artificial de encostas, aumento de pressões laterais (pressão hidrostática a partir de fendas, expansão por hidratação de argilas ou anidrite, etc.). Os factores que contribuem para reduzir a resistência ao corte são de dois tipos: os que têm a sua origem nas características dos terrenos (composição litológica, textura, estrutura e geometria do talude) e os que, actuando sobre esse mesmo terreno, tendem a alterá-lo, diminuindo-lhe a resistência: meteorização e outras reacções físico-químicas, acréscimos das tensões intersticiais e perda de coesão por descompressão e /ou

fissuração.

Terzaghi (1950) agrupou as diversas causas dos movimentos de terrenos segundo a posição dos agentes instabilizadores relativamente ao talude. Por conseguinte, este autor separou as causas em externas, internas e intermédias.

As causas externas levam ao incremento das tensões de corte ao longo da superfície potencial de rotura, não impondo redução na resistência dos terrenos:

a - alterações da geometria dos taludes, com aumento na sua altura (por aprofundamento do encaixe de linha de água ou acréscimo no topo por meio de aterros) e/ou com aumento na inclinação (por erosão de rio ou escavação artificial de vertente);

b - aumento das cargas sobre o talude, por estruturas construídas próximo da crista (aterros, escombreyras, edifícios), por acumulação de neve ou por saturação com água da chuva ou ainda por desenvolvimento de cobertura arbórea;

c - vibrações e impactos devidos a sismos, explosões, tráfego rodoviário, impacto da ondulação marinha ou lacustre de encontro ao sopé, etc.

As causas internas impõem, por seu lado, diminuição da resistência dos terrenos, não ocorrendo qualquer alteração nas condições superficiais dos taludes:

a - aumento das tensões intersticiais;

b - diminuição progressiva da coesão por meteorização dos constituintes do terreno.

Um grupo intermédio de causas resulta da actuação concomitante de agentes externos e internos no maciço provocando, por exemplo:

a - acréscimo das tensões de corte no interior de taludes total ou parcialmente submersos, por rebaixamento rápido do nível de água exterior;

b - erosão interna por arrastamento e/ou dissolução das partículas do interior para o exterior do talude devido às forças de percolação criadas pelo fluxo subterrâneo;

c - liquefação espontânea, principalmente em solos equigranulares saturados, devida a sismos ou outros tipos de acções dinâmicas.

A participação dos diferentes agentes instabilizadores na evolução dos taludes foi esquematizada por **Crozier (1986)** tendo como base três diferentes estados de estabilidade sucessivamente menores dependentes do tipo e intensidade dos agentes actuates (**Quadro 2.5**).



Quadro 2.5 - Os três grupos de agentes actuantes sobre os taludes segundo Crozier (1986).

Os agentes preparatórios são aqueles que actuam de forma a aproximar o talude do limite de estabilidade sem, no entanto, iniciarem o movimento. Os agentes desencadeadores ("triggering factors") iniciam o movimento colocando o talude num estado de instabilidade activa. A principal diferença entre estes dois tipos de agentes é a sua intensidade e a forma mais ou menos directa com que actuam no terreno. Como exemplo, a pluviosidade que afecta uma região num determinado período do ano é, regra geral, um agente preparatório; um episódio de chuvas particularmente fortes poderá constituir agente desencadeador da rotura e do movimento.

Os agentes controladores impõem as características do movimento (geometria, velocidade e duração do movimento) logo que este se inicia. Estes agentes, também chamados de condicionantes, justificam a maior ou menor susceptibilidade dos terrenos à rotura e abrangem características próprias do meio como a litologia, estrutura, morfologia, a hidrogeologia e outras condições ambientais. Alterações sofridas pelos agentes controladores, devidas à actuação dos agentes preparatórios, podem levar à diminuição do valor dos parâmetros de resistência ao corte (modificação da litologia com transformação de certos minerais noutros) ou ao acréscimo das tensões de corte (modificação morfológica com escavação ou sapa ao nível do sopé, alteração das condições hidrogeológicas com subida de níveis freáticos).

Certos agentes que pela sua acção nos diferentes meios geoambientais conduzem a algumas das causas acima referidas, ao contribuírem para o desencadear dos movimentos de terrenos merecem, pela sua importância, ser tratados com mais algum pormenor. São eles os agentes naturais da meteorização, a cobertura vegetal, a acção do homem e a precipitação.

2.6.1 - Meteorização

A meteorização reveste-se de enorme importância na evolução das vertentes uma vez que leva a que os maciços rochosos e terrosos adquiram as condições necessárias para poderem ser removidos pelos agentes da geodinâmica externa, responsáveis pelos processos da erosão e dos movimentos de massa. Abrange todo o conjunto de processos que levam à decomposição e desintegração das

rochas por acção dos agentes subaéreos (chuva, vento e temperatura). A decomposição é devida à alteração química, enquanto a desintegração é motivada pela acção mecânica.

A alteração química consiste na transformação de certos minerais constituintes das rochas em compostos mais estáveis, tendo em conta as condições ambientais que aqueles encontram à superfície. Existem diversas formas de alteração química:

- Dissolução: a água da chuva, ao dissolver o dióxido de carbono existente na atmosfera, forma ácido carbónico (H_2CO_3) o qual, ao percolar pelas fissuras e poros dos meios carbonatados, dissolve o carbonato de cálcio que os constitui, arrastando-o sob a forma de um sal (bicarbonato de cálcio), ou seja, $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CaCO}_3 = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.
- Hidratação: absorção de moléculas de água por certos minerais, nomeadamente argilas. Ao admitirem essas moléculas na sua estrutura, alguns tipos de argilas, expandem até cerca de 60% do seu volume original.
- Hidrólise: substituição de alguns cationes de minerais constituintes das rochas por iões de hidrogénio transportados pelas águas de percolação.
- Trocas de cationes: absorção de cationes transportados por soluções carregadas positivamente (Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+}) pela superfície de argilas carregadas negativamente.

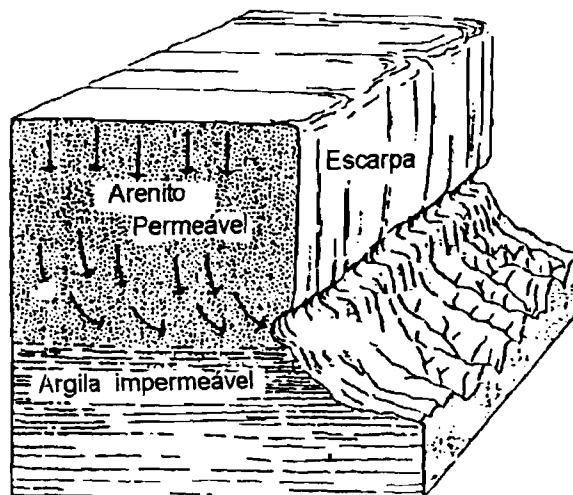
Para além das reacções descritas, podem também ocorrer oxidações ou reduções consoante haja, respectivamente, absorção ou libertação de oxigénio pelos minerais das rochas. Todos estes processos de alteração química, criando produtos mais estáveis como minerais de argila, tornam as rochas mais brandas e susceptíveis de absorver água. Esta absorção provoca o aumento do volume da rocha e, eventualmente, a sua desagregação.

Concomitantemente, os maciços rochosos são diariamente sujeitos a esforços que conduzem, de forma mais directa, à sua fracturação e separação em elementos de dimensões cada vez menores. Esses esforços, promotores da alteração mecânica dos materiais, têm diversas origens:

- Por descompressão mecânica: a remoção de massas de terreno pela erosão reduz as tensões confinantes verticais e/ou laterais e, por conseguinte, o maciço tende a expandir em sentidos opostos com abertura de novas fracturas horizontais e/ou verticais e alargamento das já existentes.
- Por abrasão: arranque mecânico de partículas às superfícies expostas dos maciços rochosos por impacto de grãos de areia lançados pelo vento ou de gotas de água durante chuvas intensas.

- Por fortes mudanças de temperatura: em climas frios, as rochas sofrem no seu interior a pressão exercida por cristais de gelo em formação, durante a congelação da água introduzida nos poros. Ao mesmo tempo, o arrefecimento induz a contracção da própria rocha. Em regiões de clima muito quente, por seu lado, abrem-se fendas nas rochas por efeito da dilatação.
- Por variações sazonais do teor em água: ao sujeitarem-se a ciclos de molhagem e secagem, as rochas também sofrem ciclos de expansão e retracção, com especial destaque para as de forte componente argilosa.
- Por cristalização de sais depositados pelas águas de percolação no interior das rochas: o crescimento desses cristais, nomeadamente sulfatos e cloretos, ocorre principalmente em regiões de climas pouco húmidos ou áridos. Nas épocas de maior secura, a água existente no interior dos maciços ascende à zona superficial por capilaridade onde se evapora. Este efeito faz precipitar os sais dissolvidos nos poros e fissuras os quais, no seu crescimento, são responsáveis pela desintegração granular da rocha envolvente. Os grãos de areia soltos por este processo são posteriormente removidos pelo vento e pela chuva, deixando a superfície rochosa sulcada por cavidades e nichos, por vezes profundos. Este fenómeno é bem visível na base das escarpas de material poroso, em regra arenítico ou areno-siltoso, em especial no caso em que as águas que por ele percolam se encontram inferiormente confinadas por camada impermeável, vindo a ressurgir no horizonte que separa estes dois meios hidrogeológicos distintos (Fig.2.17).

Figura 2.17 - Meteorização da base da camada superior mais permeável, por erosão interna (adaptado de **Strahler, 1975**).



- Por embate de ondas: a base de muitas arribas litorais encontra-se continuamente sujeita à acção mecânica da ondulação, a qual se traduz de dois modos distintos. Por um lado, durante o embate das ondas de encontro às rochas, o ar que preenche as fendas e cavidades em contacto com o exterior é comprimido de encontro às paredes desses vazios (Blyth & De Freitas, 1984). Essa pressão pode ser capaz de arrancar pequenas partículas e alargar fracturas preexistentes. Por outro

lado, a superfície das rochas que constituem o sopé das arribas sofrem abrasão pelos detritos lançados pelas ondas.

2.6.2 - Efeito da vegetação

A importância da cobertura vegetal como condicionante da estabilidade de taludes tem merecido um acervo crescente de estudos, particularmente ao longo das últimas três décadas (**Prandini *et al.*, 1977; Greenway, 1987; Norman *et al.*, 1995**). Uma das técnicas mais vulgarmente utilizadas para garantir a protecção de taludes contra a erosão é o plantio de vegetação rasteira a fim de impedir não só o impacto directo da chuva como o escoamento das águas pluviais sobre o solo. Por outro lado, é usual plantar ou favorecer o crescimento de árvores de certo porte ao longo das vertentes a fim de criar uma barreira natural contra quedas de blocos que eventualmente se venham a destacar de cristas rochosas existentes a montante. É também bem conhecido o efeito das raízes das plantas, nomeadamente árvores e arbustos, na estabilização de taludes propensos a escorregamentos. Contudo têm-se registado diversos exemplos de instabilidade de vertentes induzidos ou acelerados pela própria vegetação.

A análise deste tipo de problema reveste-se de grande complexidade uma vez que o efeito da vegetação na estabilidade dos taludes depende de um amplo conjunto de condicionantes. Entre outras, podem referir-se a natureza do terreno (solo ou rocha) e morfologia das vertentes, sua exposição aos principais agente climáticos, as características do clima (duração e intensidade da precipitação, rumos principais e intensidade do vento, variações de temperatura) e as características próprias das diferentes espécies vegetais que cobrem as encostas (prado, arbusto ou arvoredado, altura das árvores, profundidade e densidade dos sistemas radiculares, volume das copas, capacidade de absorção pelas raízes da água infiltrada, quantidade de água devolvida à Atmosfera pela evapotranspiração, etc.).

As consequências da desarborização nas condições de estabilidade de uma vertente foram discutidos por **Prandini *et al.* (1977)** e **Wolle (1986)**. Estes autores admitiram que, durante um curto espaço de tempo após o abate do coberto arbóreo, um talude poder-se-ia tornar mais estável. Contudo, tal seria uma situação de curto prazo sendo de prever, de seguida, o acelerar da sua instabilização (**Fig.2.18**).

Os efeitos tanto benéficos como nefastos do coberto vegetal no equilíbrio das vertentes são resumidos por **Greenway (1987)**, sendo classificados tendo em conta a sua natureza e os mecanismos hidrológicos e mecânicos. Os mecanismos hidrológicos têm a ver com todas as formas de interferência directa da vegetação no ciclo hidrológico, enquanto que os mecânicos resultam de interacções físicas entre as copas, folhagens e raízes com o terreno.

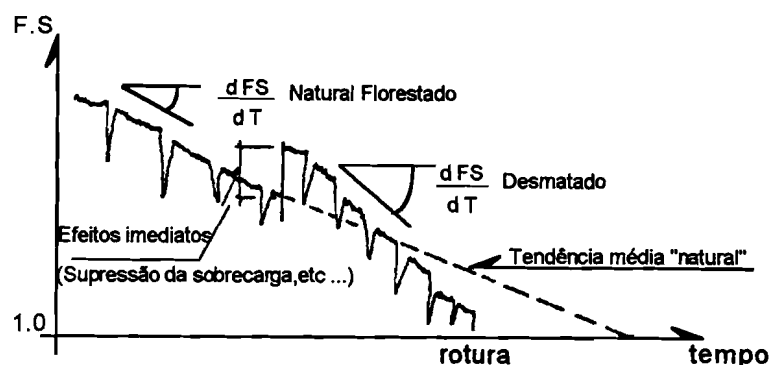


Figura 2.18 - Evolução, no tempo, do factor de segurança (F.S.) de um talude em consequência da desarborização (adaptado de **Wolle, 1986**).

Os mecanismos hidrológicos que promovem a estabilidade compreendem a interceptação da chuva pela folhagem das plantas, de onde parte da água acaba por se evaporar e a absorção de alguma água infiltrada pelas raízes diminuindo as tensões intersticiais no interior do talude. Quanto aos factores mecânicos, contam-se o reforço da resistência ao corte do solo pelas raízes, o efeito de ancoragem da superfície da encosta por raízes entrelaçadas em estratos mais resistentes ocorrentes em profundidade e o acréscimo da aderência entre as partículas de solo mais superficial pelas raízes, diminuindo a sua susceptibilidade à erosão.

Os mecanismos hidrológicos instabilizadores incluem o efeito das raízes e dos caules no aumento da rugosidade da superfície do terreno, o que dificulta o escoamento superficial e favorece a infiltração. A permeabilidade é também favorecida pelo apodrecimento das raízes quando as plantas morrem. Por outro lado, a secagem total dos solos por absorção radicular pode originar a abertura de fendas de dessecação proporcionando, assim, maior infiltração.

Como exemplo de acção mecânica instabilizadora, refira-se o alargamento de fendas pré-existentes em taludes rochosos, provocando o destaque de cunhas ou painéis de rocha. Por outro lado, há também que ter em conta as tensões de corte transmitidas ao terreno através dos caules e raízes, por efeito da acção dinâmica do vento actuando nas copas das árvores e dos arbustos.

O derrube de árvores, acompanhado pelo seu desenraizamento, é a consequência mais importante das forças induzidas por acção eólica, nomeadamente se ocorrer em taludes de forte inclinação. **Norman et al. (1995)** analisaram os efeitos do derrubamento natural de árvores que crescem em terrenos incoerentes e com diversos declives (entre 0% e 54% de inclinação). Normalmente quando tombam, as árvores são desenraizadas formando um montículo e deixando, a montante deste, uma

cova no local onde se encontrava a raiz e o terreno que lhe estava aderente. Cria-se assim uma situação que, para além de facilitar a infiltração, promove o transporte do terreno deslocado pela vertente abaixo.

Os estudos levados a cabo por aqueles autores permitiram concluir que, consoante a inclinação da encosta onde o montículo se acumulou (**Fig.2.19**), o terreno que o constitui tenderá a escorregar ou fluir na direcção do sopé, o que acontece em praticamente todos os casos em que a vertente inclina mais de 47% ou, no caso de declives mais suaves, o terreno tende a retornar para a cavidade aberta pelo derrube da árvore. O deslocamento pela encosta abaixo de materiais arrancados por desenraizamento de árvores pode ser, em certas áreas arborizadas, o mecanismo dominante de movimentos de massa em taludes (*op. cit.*).

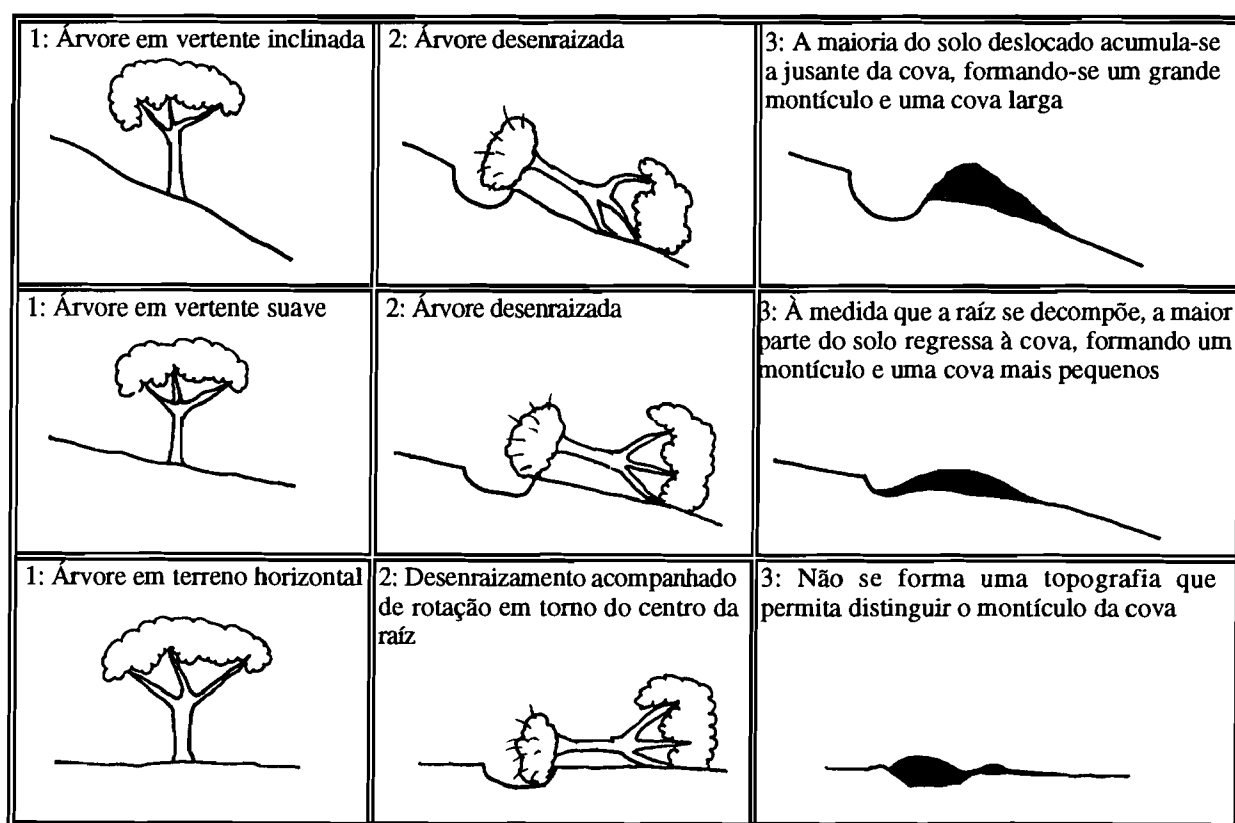


Figura 2.19 - Deterioração no tempo dos elementos morfológicos (cova e montículo) criados no terreno pelo desenraizamento de árvores (adaptado de Norman *et al.*, 1995). A manutenção daqueles elementos é muito mais prolongada nos taludes mais inclinados.

Um efeito que, em termos mecânicos, tanto pode ajudar na instabilização dos taludes como na sua estabilização é o da sobrecarga devida ao peso imposto pelas árvores de grande porte, uma vez que aquela força actua segundo as suas componentes tangencial, instabilizadora, dirigida no sentido da

vertente, e normal, estabilizadora (Fig. 2.20).

Com base no modelo de taludes infinitos (Gray & Megahan, 1981 in Greenway, 1987), o efeito estabilizador observa-se para situações de solos totalmente saturados, pouco coesivos e de elevado ângulo de atrito e em vertentes pouco inclinadas, ou seja:

$$c < \gamma_w \cdot H_w \cdot \tan \phi \cdot \cos^2 \beta$$

onde c e ϕ são, respectivamente, a coesão e o ângulo de atrito interno do solo; γ_w é o peso específico da água; β é a inclinação da vertente e da superfície de rotura; e H_w a altura do nível freático acima desta última. Regra geral, o efeito do peso das árvores poderá contribuir para a instabilização de taludes nos casos em que estes apresentem um declive superior ao valor do ângulo de atrito do terreno (Prandini *et al.*, 1977; Greenway, 1987).

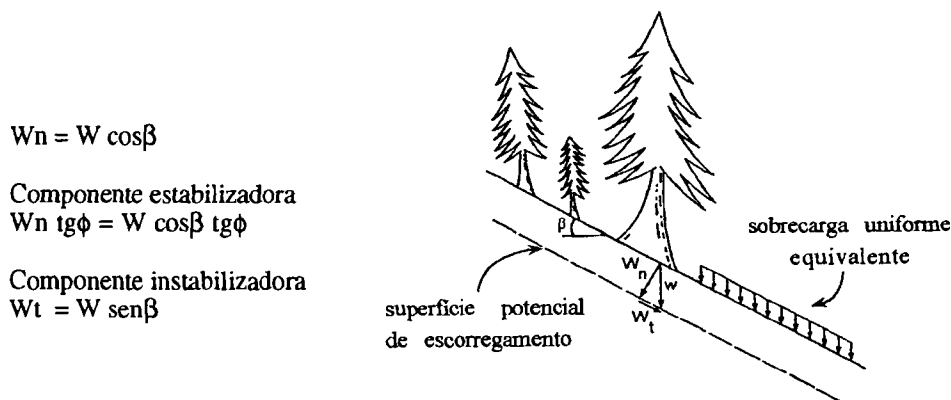


Figura 2.20 - Efeito da sobrecarga devida ao peso das árvores (adaptado de Greenway, 1987).

A importância de todos os mecanismos referidos na avaliação das condições de estabilidade dos taludes é dificilmente quantificável, tendo vindo a ser tentada por diversos autores. Esta dificuldade relaciona-se essencialmente com a diversidade de características das diferentes espécies vegetais. Greenway (*op. cit.*), realça o problema ao mostrar tabelas elaboradas por autores anteriores onde algumas das características consideradas estabilizadoras e acima referidas são confrontadas com a espécie vegetal:

- Quantidade de água absorvida (Binns, 1980 in Greenway, 1987): pequena, moderada ou elevada;
- Profundidade e distribuição espacial da raíz (Binns, *op.cit.*): superficial, moderadamente profunda ou profunda; distribuída ou concentrada;

- Resistência das raízes à tracção (**Schiechtl, 1980 in Greenway, 1987**): de 6 MPa na nogueira e 9 MPa no salgueiro a 69 MPa na lespedeza (pequeno arbusto leguminoso) e um máximo de 74 MPa no amieiro. As raízes do pinheiro e do cedro, espécies arbóreas existentes nalguns locais da Margem Sul do Tejo, apresentam valores médios de, respectivamente, 18 MPa e 56 MPa.

A geometria dos sistemas radiculares e a sua resistência à tracção têm merecido o interesse de diversos autores interessados em quantificar o acréscimo de resistência ao corte dos terrenos devido às raízes das espécies vegetais (**Greenway, op. cit.**), sendo possível, mediante certo número de hipóteses preestabelecidas, avaliar pelo modelo dos taludes infinitos a estabilidade de uma encosta cujos terrenos mais superficiais sejam totalmente atravessados por raízes.

2.6.3 - Acção antrópica

O Homem é desde há muito considerado um dos mais poderosos agentes da evolução geomorfológica em geral, e da instabilidade das vertentes, em particular. A sua acção revela-se não só de uma forma directa, alterando a morfologia do terreno, como indirecta, transformando segundo as suas necessidades e por vezes numa escala apreciável em termos territoriais, a cobertura vegetal, a rede hidrográfica, a percolação subterrânea e o próprio clima. Este último aspecto, cada vez mais em foco nos nossos dias, está relacionado com o aquecimento global, assunto controverso que terá por origem o denominado "efeito de estufa" imposto pelas excessivas concentrações de CO₂ nas camadas altas da Atmosfera. A esse respeito, **Goudie (1993)** assinala os principais estudos efectuados por outros autores versando os efeitos a longo prazo na evolução geomorfológica por efeito das alterações previsíveis no tipo, intensidade e frequência de agentes modeladores do terreno como a precipitação, o escoamento superficial, os ciclones tropicais, a vegetação, a acção do gelo-degelo, os glaciares, as variações do nível do mar e a erosão costeira.

Em áreas urbanas e suburbanas, e numa escala temporal mais reduzida, só muito excepcionalmente alguma ocorrência de movimentos de terrenos em taludes não terá tido, como uma das suas causas, modificações no meio induzidas pela actividade humana. Esta actividade desenvolve-se de diversas formas das quais, as que mais interferem com a problemática da estabilidade de taludes compreendem as obras hidráulicas, as infra-estruturas viárias, as explorações mineiras, as actividades agrícolas, etc..

2.6.3.1 - Explorações mineiras

A extracção de materiais de construção e minérios (pedreiras, barreiros e areeiros, minas a céu aberto), origina escavação de taludes rochosos ou terrosos com alturas e declives quase sempre próximos da situação limite de estabilidade. Esses taludes afectam apenas a zona de laboração,

pondo em risco os equipamentos e as pessoas que trabalham no recinto da exploração. Os mecanismos de rotura em taludes rochosos escavados nas explorações a céu aberto, são analisados por **Hoek & Bray (1994)**.

No caso de explorações subterrâneas são conhecidas algumas ocorrências históricas induzidas pela abertura de minas em locais subjacentes a zonas potencialmente instáveis, como é o caso do escorregamento de rochas ocorrido em 1903 a partir do Monte Turtle, no Canadá, sobre a localidade de Frank (**Cruden & Krahn, 1978; Blyth & de Freitas, 1984**). Este escorregamento, famoso pela sua magnitude e pelas enormes velocidades atingidas, afectou a crista do referido monte a partir da qual se destacou uma cunha com cerca de 30×10^6 metros cúbicos de calcários datados do Carbónico e do Devónico. Estes cavalgavam depósitos pelíticos e areníticos, do Cretácico, com intercalações de depósitos de carvão. Os calcários encontravam-se dobrados em anticlinal com plano axial passando um pouco atrás da crista da elevação (**Fig.2.21**). Por conseguinte, a crista, por se encontrar na zona de charneira de uma dobra, apresentava profundas fendas de tracção subparalelas à direcção da vertente e os planos de estratificação dos calcários encontravam-se com a sua resistência residual em consequência do movimento relativo entre camadas aquando do dobramento.

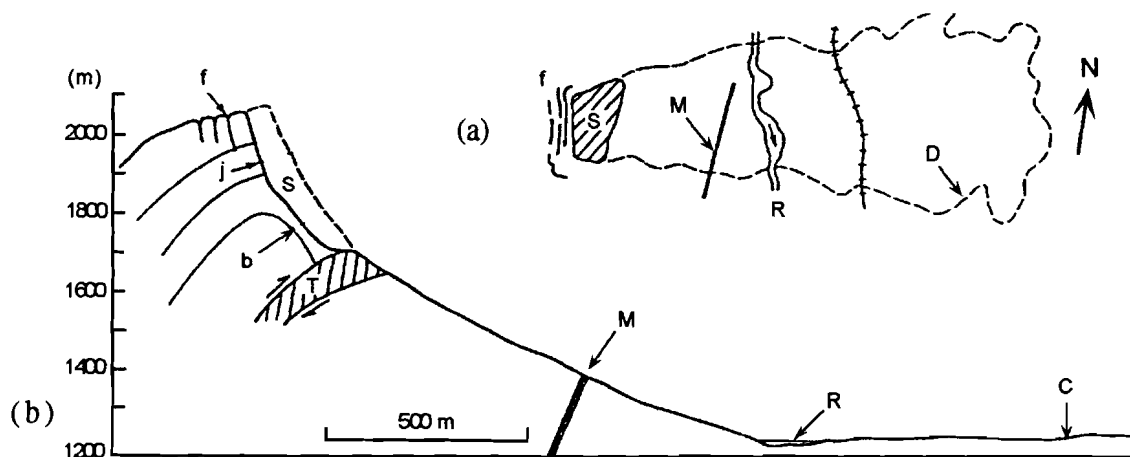


Figura 2.21 - Planta esquemática (a) e perfil interpretativo (b) do escorregamento do Monte Turtle (adaptado de **Blyth & de Freitas, 1984**). S: escorregamento; D: limite da área atingida pelos detritos; f: fendas de tracção (inclinando cerca de 60° na zona de rotura e com ângulo de atrito de 14° - 32°); estratificação (inclinando cerca de 50° na zona da rotura e com ângulo de atrito de 16° - 25°); T: zona de cavalgamento; M: camada carbonífera em exploração; R: rio; C: linha de caminho de ferro.

A rotura foi activada pela descompressão do maciço derivada da rápida escavação, em cerca de 1,6 km de extensão ao longo da base da encosta, de uma camada carbonífera que aflorava à superfície e inclinava fortemente para o interior. A fácil escavabilidade daquele nível de carvão permitiu que se retirassem diariamente enormes quantidades de minério tendo-se extraído, no curto espaço de dois anos, cerca de 187×10^6 metros cúbicos de material, com consequências profundas no aliviar das

tensões existentes no interior do maciço, alívio esse que se propagou para o resto da elevação.

Na ex-Tchecoslováquia, **Malgot *et al.* (1986)** descrevem, por seu lado, o mecanismo de extensão lateral de uma soleira de andesito formando uma cornija com 100 a 400 m de espessura, por deformação plástica de camadas argilosas subjacentes e acelerado pela exploração intensiva de níveis carboníferos existentes na base dessas argilas.

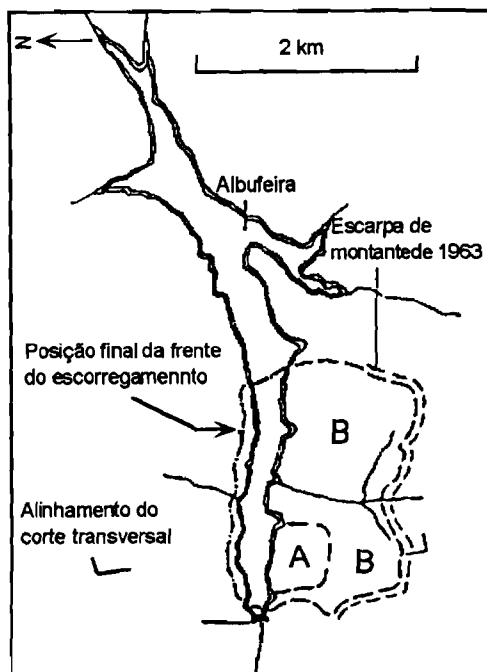
Os materiais rejeitados das explorações mineiras subterrâneas são, normalmente, depositados em escombreyas, cujas vertentes atingem, por vezes, alturas e inclinações apreciáveis. A saturação destes materiais muito soltos e com inclinações próximas das condições limite de estabilidade pode originar uma perda total das características resistentes passando aqueles a ter um comportamento fluido, deslocando-se sob a forma de torrentes de lama. Como exemplo histórico, relembre-se o escorregamento ocorrido em 1966 de uma escombreyas em Aberfan, no País de Gales e que, progredindo sob a forma de uma torrente de lama pela vertente da elevação sobre a qual a escombreyas tinha sido implantada, provocou mais de uma centena de mortes ao atingir uma escola primária que existia próximo do sopé (**Bolt *et al.*, 1975**).

2.6.3.2 - Obras lineares

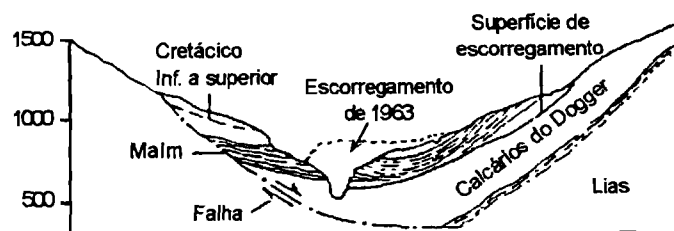
A construção de vias de comunicação (canais, linhas férreas, estradas e autoestradas), é acompanhada pela escavação de taludes ao longo de dezenas ou centenas de quilómetros. Estes taludes, constituindo obras definitivas, são analisados de modo a garantirem factores de segurança superiores aos usualmente considerados para taludes de explorações a céu aberto, visto estes últimos corresponderem a situações provisórias inerentes à finalidade com que foram escavados. Contudo, não deixam também de poder vir a estar sujeitos, por diversas razões, a situações de instabilidade quase sempre onerosas para as entidades responsáveis e, por vezes, gravosas para os utentes dessas infra-estruturas.

2.6.3.3 - Obras hidráulicas

O enchimento de albufeiras envolve a submersão parcial das vertentes ao longo do seu perímetro. A subida dos níveis freáticos no interior dos taludes, derivada da criação de um lago artificial, tem como consequência o aumento das tensões intersticiais nos terrenos, a diminuição das tensões efectivas e, por conseguinte, a diminuição da resistência desses terrenos. A esse respeito, o caso do escorregamento de uma vertente no lado sul da albufeira da barragem de Vajont, em Itália, ocorrido em 1963 pouco tempo depois de se ter atingido o nível do seu pleno armazenamento, é talvez dos exemplos históricos mais referidos de instabilização de taludes em albufeiras (**Fig. 2.22**). Por outro lado, situações de rebaixamento rápido do nível de água da albufeira induzem o acréscimo das tensões de corte, podendo levar à rotura dos taludes ou à remobilização de antigos escorregamentos (**Mahr & Malgot, 1985**).



(a)



(b)

Figura 2.22 - Escorregamento de Vajont. Planta da albufeira (a) e corte geológico esquemático na zona da ocorrência (b). Adaptado de **Blyth & De Freitas (1984)**.

2.6.3.4 - Ocupação urbana

As escavações efectuadas para instalação de edificações ou parques industriais, mesmo em áreas pouco declivosas, obrigam quase sempre a alterações importantes da topografia com consequente criação de taludes de escavação ou cortes no sopé de vertentes que, deste modo, perdem as condições originais de equilíbrio. A movimentação de terras associada a este género de obras pode perturbar drasticamente o sistema de drenagem superficial. Quanto ao escoamento subterrâneo, se por um lado a impermeabilização dos solos pela ocupação urbana faz baixar os níveis das toalhas freáticas o que, por si, é um factor estabilizador das vertentes, por outro, aqueles níveis podem ser alterados pelos afluxos de águas provenientes tanto de fossas como de condutas de esgoto ou de abastecimento de água para uso doméstico, estruturas estas frequentemente atreitas a roturas. Esse excesso de água que aflui aos taludes, actua no seu interior tendo consequências tanto na diminuição da resistência dos terrenos (diminuição das tensões efectivas) como no incremento das tensões de corte (aumento do peso dos terrenos). O aumento das tensões de corte por efeito de sobrecargas impostas por edifícios ou aterros instalados na zona da crista dos taludes ou na própria encosta, é também uma causa de instabilização de terrenos em áreas urbanas referida habitualmente na bibliografia.

2.6.3.5 - Actividade agrícola

O impacto das práticas agrícolas nos solos, incrementado pela desarborização e pela mecanização, acelera a meteorização das zonas mais superficiais do terreno. Estas, vão-se tornando mais susceptíveis a sofrer erosão por acção do vento, da chuva e das águas de escorrência. No entanto, no caso dos solos coesivos, a lavoura torna a sua superfície rugosa uma vez que as partículas tendem a agregar-se em torrões. A amplitude dessa rugosidade é normalmente decimétrica. **Morgan (1984)** afirma que essa superfície áspera com elevada capacidade de absorção e uma densa rede de macroporos reduz o escoamento superficial e, assim, aumenta a resistência do solo à erosão pela água e pelo vento. Deduz-se daqui que, pelo menos durante algum tempo após a lavoura, os terrenos são menos susceptíveis de serem erodidos mas, por outro lado, a infiltração das águas da chuva é facilitada o que diminui, em profundidade, a sua resistência ao corte.

2.6.4 - Precipitação

A precipitação é globalmente considerada como o factor climático com maior impacto na alteração das condições de estabilidade dos taludes. Tratando-se de um fenómeno com certa sazonalidade, anual e plurianual, muito pronunciado nas regiões tropicais e subtropicais húmidas, menos notório nas regiões temperadas, é possível avaliar a probabilidade de ocorrência de chuvadas particularmente intensas dentro de determinado intervalo de tempo. Por essa razão, a análise estatística da pluviosidade anual, mensal e diária é normalmente ferramenta indispensável para o cálculo da probabilidade, no tempo e em dado local, de ocorrências de movimentos de terreno.

Sendo um factor definido em termos quantitativos, a precipitação tem sido correlacionada por diversos autores com a frequência de movimentos de terrenos, procurando aqueles, em regra, o valor de precipitação correspondente a chuvadas contínuas a partir do qual aqueles fenómenos podem ser desencadeados numa dada região. São disso exemplo os trabalhos de **Guidicini & Iwasa (1977)** no Brasil, **Brand (1985, 1988)** em Hong-Kong, **Bhandari *et al.* (1991)** no Sri-Lanka, **Kim *et al.* (1991)** na Coreia do Sul, **Nianxue & Zhuping (1991)** na China e muitos outros. De notar que todos estes autores apresentam estudos relativos a regiões do globo caracterizadas por uma pluviosidade muito intensa e concentrada em apenas três ou quatro meses do ano, próprias de climas tropicais ou sub-tropicais húmidos. Tal demonstra bem a importância da precipitação como principal agente desencadeador de escorregamentos e outros tipos de fenómenos de instabilidade nesses países se bem que, e todos aqueles autores o acentuam, em nenhuma situação deva ser considerada como o único agente de instabilidade.

Em todos estes estudos põe-se a questão de os movimentos de terrenos em taludes serem desencadeados principalmente devido à intensidade da precipitação ocorrente no momento da rotura (normalmente relativa a um período de 24 horas) ou devido à precipitação acumulada durante os dias

(dois, três, quinze, trinta dias consoante o autor) que antecederam a rotura. As conclusões apresentadas comprovam que tanto pode ser preponderante uma como a outra, dependendo da estrutura geológica, da permeabilidade dos terrenos e da morfologia do local em estudo. Assim, a grande maioria das roturas de encostas em Hong-Kong, afectando em regra solos residuais de granitos, são desencadeadas por chuvadas de curta duração e muito intensas, não sendo o total da precipitação ocorrida nos dias anteriores um factor importante a ter em conta na sua génese, excepto no caso de movimentos de pequena dimensão (**Brand, 1985**). Uma vez que praticamente todas as ocorrências de movimentos de terrenos em Hong-Kong são desencadeados directamente pela chuva, cuja média anual ronda os 2 250 mm (**Brand, 1988**), foi possível àquele autor elaborar uma correlação entre a intensidade de episódios de chuvas fortes, por hora e em períodos de 24 horas, e a frequência de ocorrências de instabilidade de taludes de diferentes graus de importância (ver **Quadro 2.6**).

		Ocorrência de movimento de terreno	Frequência		
chuvada de uma hora (mm)	100	Desastrosa	1 em 5 anos	300	chuvada de 24 horas (mm)
	70	Severa	1 em 2 anos	200	
	40	Menor	3 num ano	100	
	0	Nula	-	0	

Quadro 2.6 - Ocorrência de casos de movimentos de terrenos em Hong-Kong. Adaptado de **Brand (1988)**.

Kim et al. (1991) apresentam uma interessante análise para todo o território da Coreia do Sul, onde comparam episódios de chuvadas diárias no próprio dia em que houve rotura de taludes com períodos de chuvas ininterruptas ocorrentes nos três dias anteriores ao dessas roturas. Concluíram que os primeiros desencadearam a grande maioria dos casos de instabilidade de vertentes na região meridional do país, sujeita à passagem de tufões, frequentes na estação húmida, enquanto que os segundos foram responsáveis por quase todos os movimentos na área central do mesmo, cujo clima é mais propenso a chuvas prolongadas. Na faixa oriental da península, montanhosa, os fortes declives existentes justificam a ocorrência de movimentos de terrenos sob condições de precipitação relativamente suaves para os padrões locais, inferiores a 100 mm num país onde as chuvas diárias podem ultrapassar os 350 mm e, em períodos de três dias, os 500 mm.

Na Europa assinalam-se as tentativas de correlação por parte de **Canuti et al. (1985)**, **Capecchi & Focardi (1988)** e **Polloni et al. (1991)** com vista à obtenção de valores críticos de precipitação a partir dos quais os movimentos de massa tendem a desencadear-se em certos locais acidentados de Itália. **Zaruba & Mencl (1982)**, ao descreverem diversos estudos realizados na Europa Central, realçam a diferença das condições climáticas entre essa região, onde a precipitação

se distribui de forma mais ou menos equitativa ao longo do ano, e outras áreas do globo, onde aquela é sazonal e fortemente concentrada em períodos de tempo restritos possibilitando, assim, a previsão de ocorrência de movimentos sempre que a precipitação ultrapassa determinado valor.

Contudo, há que ter sempre presente o facto de que qualquer correlação que venha a ser estabelecida entre ocorrências de movimentos de terrenos e dados de precipitação, terá que ser limitada a regiões com idênticas características geológicas e morfológicas. Essas características são encaradas de uma forma mais ou menos genérica dependendo, em regra, da dimensão da área interessada por tal correlação e da escala com que se trabalha. Na vizinha Espanha, por exemplo, **Ferrer & Ayala-Carcedo (1997)** apresentam um estudo onde avaliam a susceptibilidade climática dos movimentos de terrenos que afectam as diferentes regiões morfoclimáticas em que o país se divide. Apesar do estudo referido se basear no estabelecimento de um inventário nacional de movimentos de massa, aqueles autores tiveram que distinguir, inicialmente, catorze "unidades morfo-litológicas" tendo cada uma características próprias quanto à litologia, ao relevo e à importância e frequência das ocorrências. O resultado consistiu na elaboração de cartas de susceptibilidade climática relativa à incidência de dois grandes grupos de movimentos de massa naquelas catorze zonas: os escorregamentos profundos, associados à capacidade de infiltração dos terrenos, e os movimentos superficiais, associados aos máximos de precipitação em períodos de 24 horas.

A actuação e o tipo de precipitação no desencadear de fenómenos de instabilidade em taludes são também referidos por **Ferreira et al. (1987)** ao descreverem a evolução geomorfológica das colinas a Norte de Lisboa. Estes autores distinguem o papel das chuvadas curtas e intensas, causadoras de abarrancamentos nos taludes marginais do leito de ribeiras e de numerosos escorregamentos de pequena dimensão, dos episódios de chuvas prolongadas e abundantes, desencadeadores de ocorrências de grandes dimensões.

No Capítulo 3 serão focados alguns aspectos sobre a precipitação que afecta as colinas entre Almada e a Costa de Caparica, bem como as características de outros agentes climáticos da região, como o vento e a temperatura.

2.7 - ABORDAGEM GERAL SOBRE A CARTOGRAFIA DE MOVIMENTOS DE TERRENOS

O crescimento acelerado das zonas urbanas em todo o mundo tem vindo a abranger vastas áreas de terrenos pouco propícios, do ponto de vista geotécnico, à ocupação por infra-estruturas de diversos tipos (habitações, indústrias, vias de comunicação, etc.). Os taludes incluem-se, em grande parte dos casos, nessas áreas problemáticas, constituindo os movimentos de terrenos que os afectam um dos vários tipos de catástrofes naturais que, uma vez por outra, ameaçam o bem estar das pessoas e o normal andamento das actividades económicas.

Apesar do progresso tecnológico, a expansão urbana acima referida teve como consequência tornar um número crescente de pessoas e bens mais vulnerável aos efeitos desses movimentos. Por isso, este fenómeno não deixou de ser incluído no Decénio Internacional para a Prevenção das Catástrofes Naturais (1990-2000), proclamado em Dezembro de 1987 pela Assembleia Geral das Nações Unidas, a fim de, durante esse período de tempo, se tentarem estabelecer metodologias preventivas para minorar as consequências derivadas de vários tipos de catástrofes naturais em todo o mundo (**Housner, 1989; Holland, 1989; Borges, 1993**).

A esse propósito, **Cruden & Brown (1991)** descrevem o método adoptado para a elaboração de um banco de dados sobre movimentos de terrenos ocorrentes em todo o Mundo, integrado naquela Década Internacional. Os mesmos autores consideram esse ficheiro uma ferramenta importante para a compreensão, por parte dos diversos organismos das Nações Unidas, da distribuição e impacte destes fenómenos à escala planetária.

Contudo, desde há vários anos que estudos de prevenção contra movimentos de terrenos têm sido desenvolvidos em diversos países, muitos deles a nível oficial. As autoridades de alguns países mais afectados pelos processos de instabilização de taludes, bem assim como instituições científicas e agentes económicos têm, nas últimas três ou quatro décadas, promovido a elaboração de documentos cartográficos que, de algum modo, auxiliem a comunidade na prevenção relativamente àqueles fenómenos. A diversidade de metodologias empregues para a realização de tais documentos, descritas numa já extensa bibliografia, é devida a diversos factores de entre os quais se destacam:

- a - Finalidade da informação cartografada (localização de ocorrências, previsão da ocorrência, prevenção de danos);
- b - Definição adoptada para os conceitos de "risco", "perigo", "probabilidade" e "susceptibilidade";
- c - Tipo de entidades públicas ou privadas a que se destinam (administração central, autarquias, seguradoras, público em geral);
- d - Subjectividade inerente ao tratamento de factores diversos, aliada à experiência e métodos de trabalho adoptados pelo técnico ou equipa técnica encarregados de executar essa cartografia;
- e - Principais agentes desencadeadores de movimentos de terrenos em dada região (precipitação, sismos, etc).

Alguns autores têm apresentado sínteses das principais metodologias utilizadas destacando-se, de entre outros, **Cotecchia (1978), Varnes (1984), Hansen (1984), Hartlén & Viberg (1988), Einstein (1988), Dearman (1991) e Zuquette et al. (1995)**.

Segundo **Hansen (op.cit.)** a verificação das condições de estabilidade de taludes pode ser feita a dois níveis diferentes consoante se pretende estudar um local restrito ou uma área mais alargada:

- os "métodos de engenharia", nos quais o equilíbrio de um talude é analisado por meio de modelos que permitem o cálculo do seu factor de segurança, sendo para tal necessária a obtenção, em ensaios *in situ* e laboratoriais, de parâmetros físicos e mecânicos dos terrenos constituintes;
- os processos geomorfológicos, muito mais abrangentes em termos de área interessada e com um maior ou menor grau de subjectividade nas interpretações efectuadas, nos quais se assinalam zonas de diferente propensão à instabilidade. Dentro destes últimos, o mesmo autor distingue métodos de cartografia directa e métodos de cartografia indirecta.

Na cartografia directa, que engloba cartas de inventário, cartas geomorfológicas sobre movimentos de terrenos e cartas de movimentos de terrenos ao longo de construções lineares, apresentam-se a distribuição e a extensão territorial dos vários tipos de ocorrências que afectam uma determinada região. As extrapolações feitas com base nos elementos introduzidos nessas cartas, a fim de se demarcarem áreas de diferentes incidências de movimentos de terrenos, são independentes de todos os outros factores que caracterizam a região em estudo (formas de relevo, litologia, estrutura, hidrologia, declives, clima, uso do solo, etc.).

Na cartografia indirecta, a maior ou menor propensão dos taludes à instabilidade é avaliada com base na análise de um ou de vários factores considerados importantes no desencadear dos movimentos de terrenos. A sintetização desses factores é feita por sobreposição de tramas, cores ou ponderações, manualmente ou com auxílio de programas informáticos. Neste método incluem-se também zonamentos de riscos baseados em cálculos de probabilidades de ocorrências e na avaliação de danos potenciais. Para a confirmação, ou calibração, dos resultados finais, utiliza-se muitas vezes uma carta de inventário das ocorrências detectadas na área em estudo.

2.7.1 - Cartas de inventário

As primeiras tentativas cartográficas de zonamento de áreas instáveis constaram de simples localizações das ocorrências recentes e antigas em mapa, eventualmente acompanhadas por uma descrição das principais características geológicas e morfológicas dos terrenos afectados. No decorrer dos trabalhos que foram sendo realizados, a necessidade em utilizar estes inventários na previsão de ocorrências de instabilidade de taludes numa dada região, ou na confirmação de zonas de diferentes graus de "risco", levou a um maior aprofundamento do estudo dos mecanismos de rotura e da dinâmica dos movimentos. Estes últimos aspectos só podem ser avaliados com base numa descrição tão completa quanto possível da geometria do fenómeno, bem como das características físicas e mecânicas do material envolvido.

Elaboraram-se, assim, as denominadas cartas de perigos ("danger maps" segundo **Einstein, 1988**), as quais correspondem a inventariações das diversas formas de movimentos de terrenos que ocorreram, ou poderão ainda ocorrer, numa dada região, por vezes acompanhados de uma descrição das características atrás referidas. O perigo, como propõe **Einstein (op. cit.)**, equivale ao próprio fenómeno em si, existente ou potencial, mas não inclui no seu conceito nem a previsão de ocorrência nem a obrigatoriedade de ocasionar danos sobre pessoas e bens. Obviamente, poder-se-à colocar a questão da validade do termo "perigo" para referir este ou aquele fenómeno natural que, à partida, se sabe poder não vir a afectar a actividade antrópica.

Um outro conceito de perigo, um tanto diferente do referido atrás, tinha sido anteriormente proposto pelo **U.S. Geological Survey (1977, in Carcedo, 1990)**. Segundo aquela entidade, um perigo geológico é uma "condição geológica, processo ou ocorrência potencial" que poderá ameaçar a segurança ou bem estar de um grupo de cidadãos ou a actividade e economia de uma comunidade ou de uma instituição governamental. No mesmo estilo de comentário que **Carcedo (op. cit.)** utilizou ao dar o exemplo de uma inundação para ilustrar aquela definição, pode-se afirmar que a condição geológica corresponderá, por exemplo, a um talude cujos terrenos constituintes são passíveis de sofrer rotura, o processo às modificações sofridas por esses terrenos no seguimento a uma forte chuvada e, a ocorrência, a um escorregamento. Segundo este conceito mais antigo, será necessário que exista alguma forma de ocupação antrópica nesse talude, ou nas suas proximidades, para que esse escorregamento possa ser considerado um perigo geológico.

Na verdade a palavra "perigo" implica a presença, em dado local, de pessoas ou de qualquer tipo de uso do solo e, portanto, carrega em si a ideia de "dano potencial". Por esta razão, o termo "perigo" não parece ser apropriado quando apenas se pretende caracterizar uma ocorrência em si, sem qualquer referência aos possíveis efeitos sobre a actividade antrópica. Assim, no lugar de "cartas de perigo", será preferível utilizar a denominação de cartas de inventário. Ao termo "inventário" junta-se a denominação do fenómeno natural sobre o qual o estudo se debruça: movimentos de terreno, áreas de carso, características da rede de drenagem ou, se aquele for mais específico, escorregamentos, quedas de blocos, subsidências, áreas inundáveis, etc.

As cartas de inventário de movimentos de terrenos em taludes podem conter, para além da identificação e localização das ocorrências, existentes ou potenciais, dados geológicos, hidrogeológicos, morfológicos, climáticos e geotécnicos. Não se pretende, com este tipo de documentos, discutir a susceptibilidade ou a probabilidade de ocorrências de instabilidade de taludes, mas apenas se identificam e, tanto quanto possível, se caracterizam os movimentos de terreno que afectaram, e ainda podem vir a afectar, determinada área.

A referência mais antiga de cartas de inventário de movimentos de terrenos é-nos descrita por **Cotecchia (1978)** no seu Relato Geral para o 1º Simpósio Internacional sobre Escorregamentos e

outros Movimentos de Massa, realizado em Praga. Trata-se das cartas preparadas por Sarconi em 1784, nas quais todos os escorregamentos que afectaram a região da Calábria no seguimento a um violento sismo foram localizados em mapa e, alguns deles, artisticamente desenhados à parte. O mesmo autor refere também uma carta de escorregamentos de Itália na escala 1:500 000 apresentada por Almagia em 1910 na qual, pela primeira vez, a cartografia de ocorrências, classificadas segundo a dimensão e o tipo, foi acompanhada por uma descrição dos principais aspectos geológicos e morfológicos observados em cada caso.

Mais recentemente, durante os anos 60 e 70 diversos países iniciaram programas mais ou menos extensos de inventariação de movimentos de terrenos, destacando-se, entre outros, o Canadá (inventário de escorregamentos da província do Quebec), os E.U.A. (cartas de escorregamentos da California na escala 1:1 000 000, do Colorado na escala 1:250 000, da totalidade dos Estados Unidos na escala 1:7 500 000, etc.) e a antiga Checoslováquia.

Naquele último país, os movimentos de terreno foram, inclusivamente, alvo de um inquérito realizado em 1962-63 para a totalidade do território nacional, sendo a sua localização cartográfica efectuada na escala 1:25 000. A metodologia utilizada neste inventário foi descrita por **Pasék *et al.* (1977)** e **Kováčik & Suchánková (1993)**.

Como explicam **Malgot & Mahr (1979)**, essas cartas de média escala foram executadas para fins de planeamento urbano de importantes áreas territoriais. Para as zonas acidentadas com interesse económico foram preparadas cartas a escalas superiores (1:10 000 a 1:5 000) onde se tentaram incluir os seguintes aspectos: tipos individualizados dos movimentos de terrenos ocorrentes (extensão lateral de bancadas rochosas fracturadas por fluência das camadas subjacentes mais plásticas, escorregamentos, latentes e activos, torrentes de lamas e quedas de blocos rochosos); estrutura geológica (com realce para os depósitos coluvionares); tectónica (com especial referência para a ocorrência de falhas); condições hidrogeológicas (incluindo todos os aspectos resultantes da perturbação das toalhas subterrâneas devido a roturas nas vertentes como surgências, charcas e pântanos) e características geomorfológicas da área em análise.

A partir de meados dos anos 70 foi iniciado um segundo programa de inventariação sistemática de movimentos de terrenos em taludes, com vista à implementação de uma base de dados informatizada. Durante a década de 1981-91, foram registadas cerca de 12 000 ocorrências só no território da actual república da Eslováquia, contra apenas 4 800 durante o inventário de 1962-63 (**Kováčik & Suchánková, 1993**).

Todo este investimento cartográfico é justificado por **Kováčik & Modlitba (1988)** e **Kováčik & Suchánková (1993)** ao descreverem especificamente o escorregamento de terreno em taludes como o fenómeno geodinâmico mais importante e de maior impacte económico naquele país, uma região montanhosa com relevos não muito antigos, constituídos, em grande parte, por depósitos

sedimentares e vulcânicos de idade terciária. Acrescentam ainda aqueles autores que 3,1% do território eslovaco, que abrange cerca de 49 000 km², se encontram afectados por instabilizações de vertentes, na sua maioria do tipo escorregamento.

Delaunay et al. (1977) referem a preparação, em França, de um ficheiro à escala nacional de ocorrências de movimentos de terrenos, recentes e antigos. Este é outro país onde a prevenção contra movimentos de terrenos tem também sido alvo de preocupação por parte dos poderes públicos.

Em Portugal, refira-se um inventário de movimentos de terrenos efectuado por **Rodrigues-Carvalho & Lamas (1987)** e **Lamas (1989)** interessando os taludes da margem sul do Tejo, entre Cacilhas e Trafaria. No seu estudo das arribas do litoral do Algarve, **Marques (1997)** distinguiu e localizou 382 movimentos ou grupos de movimentos de terrenos ao longo dos 150 km que constituem o litoral rochoso daquela região.

Por último, aponte-se a necessidade sempre actual de se realizarem cartas de inventário de movimentos de terrenos, base necessária para estudos mais aprofundados a executar posteriormente no sentido de se poderem efectuar zonamentos de susceptibilidade de ocorrências ou de probabilidade de ocorrências ("hazard maps") ou de riscos de movimentos de terrenos em zonas de ocupação antrópica ("risk maps"). É o caso, para além de alguns exemplos atrás mencionados, da cartografia de movimentos rápidos de terrenos interessando as regiões de Nordfjord e More, na Noruega, descrita por **Blikra (1990)**. Neste último trabalho de inventariação, a par dos diferentes tipos de ocorrências de movimentos de terrenos habituais naquelas zonas extremamente acidentadas, sulcadas por profundos "fiordes", incluem-se as áreas afectadas por avalanches de neve.

Na opinião de **Hutchinson (1995)**, as cartas de inventário de movimentos de terrenos, não sendo documentos previsionais como as cartas de susceptibilidade ou as de probabilidade de ocorrências ("hazard maps"), referidas mais adiante, apresentam já claros benefícios em termos sociais, económicos ou de planeamento.

2.7.2 - Cartas de susceptibilidade

Na cartografia de grandes áreas interessando uma certa diversidade litológica, estrutural, morfológica e, por vezes climática, o zonamento de ocorrências potenciais não inclui, em geral, o factor tempo sendo a probabilidade relativa de um movimento de terrenos ocorrer em dado local avaliada em termos qualitativos. Esta forma de abordagem, baseada essencialmente em análises geomorfológicas de pormenor ou na sobreposição dos aspectos considerados mais relevantes (litologia, estrutura, hidrogeologia, declividade do terreno, inventário das ocorrências, etc.), comporta alguma subjectividade na sintetização de todos os elementos observados, estando muito

dependente da experiência e sensibilidade do técnico ou equipa de técnicos que a elabora. Não podendo ser o seu produto final considerado como uma carta de probabilidades de ocorrências ("hazard map") segundo o conceito definido por **Varnes (1984)**, será preferível denominar aquela de "carta de susceptibilidade de ocorrências".

O desencadeamento, em França, no ano de 1970, de duas ocorrências catastróficas que provocaram numerosas vítimas, marca o arranque dos estudos com vista à execução, naquele país, de cartas de susceptibilidades de movimentos de terrenos (e de avalanches de neve). No Symposium National - Sol et Sous-Sol et Sécurité des Constructions, realizado em Cannes três anos mais tarde, assinalam-se algumas das primeiras tentativas no estabelecimento de metodologias para o zonamento de ocorrência potencial de movimentos de terrenos.

Conedera & Ercoli (1973) apresentaram uma série de exemplos cartográficos, a diferentes escalas, onde a estabilidade de vertentes foi avaliada com base na observação de fotografias aéreas. Para além de assinalarem, com simbologia própria para cada escala utilizada, todas as alterações detectáveis sobre a superfície do terreno (cartas de inventário) e outros pormenores geológicos e morfológicos, estabeleceram um zonamento de diferentes graus de susceptibilidade de ocorrência. Para tal tiveram em conta, entre outros, os factores detectáveis na fotointerpretação como a litologia, a estrutura e a intervenção antrópica enquanto agente instabilizador.

Para fins mais específicos, neste caso para prevenção contra desmoronamentos em taludes rochosos de estradas em regiões montanhosas, **Follaci & Meneroud (1973)** propuseram uma metodologia de zonamento de intensidade daquele tipo de ocorrência, efectuada em função da observação e análise da morfologia desses taludes. Para além dos factores evidenciados pelos autores referidos anteriormente, incluíram na sua análise a topografia, principalmente altura e perfil das escarpas, a hidrogeologia, as variações de temperatura e as vibrações induzidas pelo tráfego de viaturas.

Vogt (1973) enalteceu a importância dos testemunhos do passado na obtenção de um inventário tão completo quanto possível das ocorrências de movimentos de terrenos que afectaram, e afectam, uma dada região. Tal inventário permitiria conhecer, para além da sua localização ao longo dos séculos, o ritmo das ocorrências possibilitando, deste modo, uma previsão eficaz de casos futuros nas mesmas áreas. A dificuldade em probabilizar estes fenómenos à escala regional foi, contudo, notada por **Thomas (1973)**, se bem que este autor admitisse a avaliação quantitativa da probabilidade de um dado movimento ocorrer em dado local. Segundo este mesmo autor essa probabilidade podia ser baseada na relação existente, para uma mesma fácies de terreno, entre o declive e a frequência das ocorrências sendo, para mais, estas duas características possíveis de quantificar.

Por fim, **Tachker (1973)** referiu a necessidade de inquéritos junto às populações e serviços competentes a fim de efectuar um recenseamento dos fenómenos no tempo e no espaço. A síntese dos resultados obtidos com os elementos de uma análise prévia da bibliografia e cartografia existentes bem como de estudos de fotografia aérea e de campo permitiria, então, realizar um zonamento da probabilidade de futuras ocorrências.

Um pouco mais tarde, **Malatrait et al. (1977)**, **Humbert (1977)** e **Antoine (1977)** deram conta das vantagens e limitações dos planos ZERMOS (Zones Exposées à des Risques liés aux Mouvements du Sol et du Sous-Sol), justificados e apresentados, em traços gerais, no simpósio de Cannes por **Chazan (1973)**, e mandados executar por portaria lavrada em 1972 pelo Ministério do Interior de França. Tratava-se de um programa de protecção civil que tinha por objectivo traduzir, através de zonamento a três cores, a propensão de ocorrerem movimentos de terrenos em dada região. A exemplo de algumas metodologias já avançadas no simpósio de Cannes, tal zonamento baseava-se numa gradação da instabilidade no espaço, com base na análise de um dado número de factores susceptíveis de alterarem o comportamento dos terrenos. Em relação à sua finalidade, **Humbert (1977)** ressaltou que, tratando-se de cartas na escala 1:20 000 ou 1:25 000, eram documentos de informação, de orientação e, acima de tudo, de alerta, independentemente das futuras ocupações que os terrenos pudessem vir a ter. Adiantou o mesmo autor que, para aquelas cartas, se tinha avaliado a probabilidade (leia-se susceptibilidade) de ocorrência de um determinado movimento de terreno numa dada área, estando à partida excluída a previsão do mesmo no tempo.

O facto das cartas ZERMOS serem essencialmente informativas e sem qualquer vínculo regulamentar ou jurídico foi também realçado por **Antoine (1977)** pois caso contrário, como justificou, os limites entre as diferentes zonas de graus de instabilidade poderiam contribuir para uma discriminação indesejada do uso a dar aos terrenos, com todas as implicações económicas e sociais que daí adviriam. O mesmo autor lamentou a impossibilidade de se atingirem os objectivos traçados para o programa ZERMOS pelo facto de, até então, as diferentes entidades envolvidas não terem chegado a um acordo no tocante à interpretação e concepção pretendidas para o "risco". Em consequência, todo o programa foi assente numa noção subjectiva de perigosidade, interpretada de forma diversa consoante os diferentes grupos de trabalho que realizaram as cartas ZERMOS.

Em termos gerais, o estabelecimento de uma carta ZERMOS compreendia duas fases de estudo principais (**Champetier de Ribes, 1987**):

a - Uma fase analítica, de inventário, durante a qual se procurava localizar em fotografia aérea e no campo todos os indícios de instabilidade existentes numa dada área. Esta fase incluía ainda a pesquisa de documentos históricos e técnicos interessando a mesma. Para além da localização e caracterização das ocorrências, anotavam-se os principais factores considerados importantes para o seu desencadeamento (litologia, estrutura, morfologia, hidrogeologia, episódios climáticos

invulgares, a vegetação e certos tipos de actividade antrópica);

b - uma fase de síntese de todos os factores considerados com vista ao zonamento do grau de "probabilidade" de ocorrências. Esta "probabilidade" limitava-se, como atrás foi referido, a uma previsão qualitativa das ocorrências no espaço com base na sobreposição dos factores considerados, não entrando em linha de conta com a previsão das mesmas no tempo.

Uma metodologia muito idêntica àquela foi seguida na Checoslováquia. **Kováčik & Modlitba (1988)** descrevem, em traços gerais, os passos a dar na elaboração de "cartas de susceptibilidade à deformação de vertentes" onde todos os aspectos morfológicos de instabilidade identificados no campo foram correlacionados com as características geológicas, hidrogeológicas e estruturais dos terrenos aflorantes.

Alguns exemplos norte-americanos de cartas de susceptibilidade de ocorrências são mencionados em **Dearman (1991)**, quase todos interessando ou a totalidade ou apenas trechos do estado da Califórnia. Como exemplos mais marcantes, refiram-se a carta de susceptibilidade aos escorregamentos em San Mateo County, da autoria de **Brabb & Pamoeyan (1972, in op.cit.)** e a carta de estabilidade relativa de taludes da baía de S. Francisco, da autoria de **Nilsen et al. (1979 in Varnes, 1984 e Dearman, op.cit.)**. Esta última foi realizada combinando uma carta de declives (onde se demarcaram zonas com intervalos de inclinação de 0-5%, 5-15% e superiores a 15%), uma carta de unidades geológicas propensas à instabilidade (onde se destacam as formações rochosas dos taludes e as áreas de lodos da baía) e uma carta de inventário de depósitos de escorregamentos.

Com base na sistematização de movimentos de terrenos efectuada para a totalidade do território dos Estados Unidos, já anteriormente referida, foi elaborada uma carta onde se classificaram as diferentes unidades geológicas em função da elevada, média e baixa incidência de movimentos de terrenos e, utilizando a mesma gradação, em função da sua susceptibilidade aos mesmos fenómenos (**Radbruch-Hall et al., 1982**).

Autores de outros países anunciaram também, por seu lado, as respectivas metodologias para o zonamento de graus de instabilidade: **Cruden (1985)** e **Cruden & Eaton (1987)** no Canadá; **Hinojosa & Leon (1978)** e **Ruiz & Gijón (1994)** em Espanha; **De Graff & Canuti (1988)** e **Brunori et al. (1996)** na Itália; **Seshagiri et al. (1982)**, **Gupta & Joshi (1990)**, **Ambalagan (1992)** e **Choubey (1995)** na Índia; etc. Trata-se, no fundo, de processos não muito distintos da abordagem do problema do zonamento com variações devidas, essencialmente, às características próprias de cada país ou região (geológicas, ambientais), bem como à técnica utilizada na sobreposição, ou sintetização, dos factores analisados (manual ou informatizada).

No tocante aos trabalhos de Itália acima referenciados, as cartas de isopletas, linhas que contornam zonas de igual percentagem de terreno afectado por escorregamentos, constituem um meio muito económico para uma avaliação de graus de susceptibilidade dentro de uma dada área (**De Graff & Canuti, *op. cit.***) ou para calibração, ou confirmação, dos resultados de cartas de probabilidades de ocorrência baseadas na sobreposição dos factores considerados relevantes na instabilização dos taludes (**Brunori *et al.*, *op. cit.***).

Em Portugal, e por várias razões, a bibliografia respeitante a cartas de movimentos de terrenos é escassa.

Por um lado, se bem que relativamente acidentado, não se observam no território nacional acidentes orográficos comparáveis com os que ocupam vastas extensões nos países de "primeira linha" na cartografia temática dos movimentos de terrenos como sejam a cadeia do Jura, os Alpes, as Montanhas Rochosas, os Apalaches, os Cárpatos, os Himalaias, etc. Exceptuam-se os casos das regiões autónomas onde a orografia, extremamente acidentada na maior parte das ilhas, constitui um dos principais factores conducentes a movimentos de terrenos.

Em segundo lugar, são pouco importantes as áreas ocupadas por solos de muito fracas características resistentes, ao contrário de países como a Suécia onde existem vastas regiões constituídas por argilas sensíveis, de origem glaciária ("quick clays"), cuja rotura tem tido, por vezes, consequências catastróficas (**Ahlberg *et al.*, 1988; Ottosson, 1991**) ou como o Brasil, cujo clima tropical ou sub-tropical húmido favorece a ocorrência de solos de alteração de espessura considerável de onde se originam, durante as fortes chuvadas típicas daqueles climas, frequentes casos de torrentes de lamas ou de detritos, com efeitos muitas vezes devastadores (**Guidicini & Iwasa, 1977; Wolle, 1986**).

Anote-se ainda o facto de as populações de Portugal Continental e, consequentemente, quase toda a actividade económica, se concentrarem maioritariamente ao longo da faixa litoral entre os estuários dos rios Minho e Sado deixando todo o interior do País, mais montanhoso e, eventualmente, mais propício a ocorrências de grande magnitude, em certa medida despovoado. Deste modo, a ocorrência em áreas remotas do interior de Portugal de grandes desmoronamentos, principalmente nas escarpas graníticas, ou escorregamentos, com especial incidência nos taludes de rochas xistosas ou de depósitos de vertente terá, eventualmente, muito menor impacto do que uma ocorrência de pequena dimensão localizada em qualquer ponto próximo do litoral.

Por fim, refira-se uma certa falta de preocupação por parte das entidades competentes ligadas às administrações central e local no que concerne à prevenção destes fenómenos, em especial no que diz respeito à sua inclusão em estudos de ordenamento e planeamento do território. De facto, na generalidade do nosso País, tem sido permitida uma ocupação urbana pouco criteriosa em muitos

aspectos, deixando as populações sujeitas às consequências próprias de um deficiente uso do solo. Só muito recentemente, e por obrigações derivadas da integração de Portugal na Comunidade Europeia, é que esta situação se alterou sensivelmente com a preparação, em todos os concelhos, de Planos Directores Municipais (PDM) e, numa escala mais vasta, dos Planos Regionais de Ordenamento do Território. Integrada nestes planos, a Reserva Ecológica Nacional (REN), criada em 1983 e reformulada mais tarde pelo Decreto-Lei nº 93/90 de 19 de Março, é talvez o único instrumento de base jurídica que, de alguma forma, condiciona a ocupação antrópica em algumas áreas mais propícias à instabilidade de taludes. Se bem que a finalidade deste documento seja a protecção do equilíbrio ecológico e da riqueza biofísica de determinadas áreas onde estes aspectos tenham maior relevância, está também explícita a "integridade física" das pessoas bem como o "fecundo enquadramento da sua actividade económica, social e cultural".

De entre as diversas áreas abrangidas pelo zonamento da REN, as que mais interessam no capítulo da prevenção contra movimentos de terrenos em taludes são:

- "Arribas e respectivas faixas de protecção com 200 metros de largura, medidas a partir do rebordo superior e da base";
- "Encostas com declive superior a 30%, incluindo as que foram alteradas pela construção de terraços";
- "Escarpas (declive superior a 45º) e abruptos de erosão com desnível superior a 15 metros, e respectivas faixas de protecção com largura igual a uma vez e meia a altura do desnível, medidas a partir do rebordo superior e da base".

Esta generalização de situações condicionantes do uso do solo, não estando assente em estudos de carácter geotécnico tem ao menos a vantagem, se não de impedir, pelo menos de regularizar a ocupação antrópica em algumas áreas eventualmente propensas a movimentos de terrenos, como serão as dos tipos de taludes acima descritos.

Assinalam-se, em traços muito gerais, três exemplos de metodologias de elaboração de zonamentos de susceptibilidade de movimentos de terrenos realizadas no nosso País. Independentemente da forma como estes estudos foram designados pelos seus autores, todos eles se enquadram dentro daquele tipo de zonamentos.

Coelho (1979) propôs uma metodologia para o zonamento da estabilidade de vertentes interessando o concelho de Vila Franca de Xira. Este estudo, que visava o planeamento urbano daquela região, assentava na análise dos diferentes tipos de movimentos de terrenos, antigos e recentes, previamente inventariados em fotografia aérea, e sua correlação com as características

geológicas, morfológicas e geotécnicas dos terrenos afectados. Esta correlação serviria de base para efectuar o zonamento dos diferentes graus de "risco" (leia-se susceptibilidade) assim obtidos. Por fim, com o propósito de contrariar alguma subjectividade relativa a este tipo de análise, o mesmo autor propunha a confirmação dos resultados por meio de observação de campo e cálculos de estabilidade dos taludes analisados.

Lamas (1989) e **Lamas & Rodrigues-Carvalho (1991, 1994)** efectuaram uma primeira abordagem sobre a dinâmica de vertentes nos taludes da margem esquerda do Tejo, frente a Lisboa, elaborando um zonamento de diferentes graus de "risco" de movimentos de terreno com base na sobreposição das cartas geológica, de declives e de inventário de movimentos de terrenos, previamente preparadas no âmbito de um projecto de investigação geológica e geotécnica interessando aquela região (Projecto TAGUS). O "risco" é, aqui, mais uma vez definido como a maior ou menor susceptibilidade de, num dado local, ocorrer um movimento de terreno. Essa susceptibilidade foi avaliada de forma qualitativa, segundo método utilizado por **Nilsen *et al.* (1979, in Varnes, 1984)**, tendo-se obtido, pela sintetização das cartas geológica, de declives e de inventário de ocorrências, um zonamento caracterizado por três graus de "risco" (elevado, médio e baixo).

Tem interesse, ainda, referir a metodologia levada a cabo por **Ferreira *et al.* (1987)** e **Rodrigues & Zêzere (1992)** no zonamento da instabilização de taludes para a região a Norte de Lisboa, integrada num conjunto de trabalhos cartográficos interessando diversas zonas da Estremadura. Aqueles autores basearam-se numa análise geomorfológica de pormenor incidindo na observação de todos os indícios actuais e herdados da dinâmica das vertentes na região acima referida, para estabelecer um zonamento de quatro classes de "risco natural" forte a fraco (ou nulo) e de forte a fraca probabilidade. Se bem que os autores não especifiquem os conceitos utilizados de "risco natural" e "probabilidade", o que dificulta uma correcta classificação deste trabalho face aos diferentes tipos cartográficos exemplificados em **Varnes (1984)** e outros autores, o "risco natural" deverá equivaler ao fenómeno de instabilidade em si, inventariado e classificado segundo a sua intensidade potencial (volume envolvido e velocidade de deslocamento), e a "probabilidade" definir-se-á, a exemplo da maior parte das metodologias referidas, como a maior ou menor susceptibilidade dos taludes sofrerem aquele fenómeno de instabilidade.

Segundo **Ferreira (1997)**, a metodologia empregue na elaboração do referido zonamento, para além da identificação dos diversos processos da evolução das vertentes como escorregamentos, desmoronamentos e erosão hídrica e sua caracterização em termos de natureza, magnitude e frequência dos fenómenos instáveis, inclui outros factores como litologia, inclinação das camadas, existência ou ausência de depósitos de vertente e delimitação de leitos de cheia.

Por último, **Rodrigues & Ayala-Carcedo (1994)**, apresentam uma carta de susceptibilidade de

movimentos de terrenos para o vale de Machico, na ilha da Madeira, cujo zonamento teve por base, essencialmente, os tipos de ocorrências (escorregamentos de rocha, quedas de blocos, fluência e torrentes de lamas) e o tipo de terreno (rochoso ou argiloso). As características físico-mecânicas dos terrenos argilosos mereceram, daqueles autores, particular destaque.

2.7.3 - Cartas de perigosidade

Numa abordagem diferente da cartografia dos movimentos de terrenos, refira-se o trabalho de **Neves (1995)** no qual a autora realizou um zonamento de "riscos" de queda de blocos rochosos ao longo de uma faixa de taludes sobranceiros à estrada que atravessa longitudinalmente a vertente meridional da Serra da Arrábida. Este trabalho compreendeu três fases:

- a - Um inventário dos locais susceptíveis de desencadear desmoronamentos e quedas de blocos;
- b - Uma "fase de avaliação preliminar" onde, com base nos elementos recolhidos no inventário, se realizou um zonamento, a três classes, da susceptibilidade de desmoronamentos ou quedas de blocos sobre a estrada;
- c - Uma "fase de avaliação pormenorizada", interessando apenas as zonas classificadas de maior susceptibilidade na fase anterior, e baseada no "Sistema de avaliação do risco potencial de desmoronamentos e quedas de blocos" descrito em **Pierson (1991, in Neves, 1995)**. Neste sistema, a par de factores ponderados de diversa ordem como as características geométricas dos taludes e da estrada, a geologia, o clima, a vegetação, obras de protecção existentes, frequência de ocorrências, etc..., são introduzidos dois aspectos directamente relacionados com as condições de atravessamento dos diferentes trechos da rodovia por parte dos automobilistas: "percentagem média de risco para um veículo" e "percentagem de decisão da distância de visibilidade" ao percorrerem, à velocidade máxima sinalizada, uma zona da estrada contígua a um trecho de talude potencialmente perigoso. O resultado final é expresso em termos de somatório das percentagens das ponderações avaliadas ou admitidas consoante os respectivos parâmetros sejam ou não quantificáveis.

Trata-se de um tipo de zonamento de ocorrências sobre construções lineares que, não se afastando em regra da metodologia de uma carta de susceptibilidade de movimentos de terrenos, baseada no somatório das ponderações de diversos factores, já inclui uma forte preocupação no respeitante à segurança de pessoas e bens (neste caso concreto, dos veículos e seus ocupantes).

Não é um documento do tipo "hazard map", visto o zonamento não se basear em nenhum tipo de cálculo de probabilidade de ocorrências de movimentos de terrenos, mas é mais do que uma simples carta de susceptibilidade. O facto daquele zonamento entrar em linha de conta com a "vulnerabilidade" dos veículos que passam por aquela estrada face à possibilidade de serem

atingidos por um bloco rochoso em movimento ou de embaterem contra outro caído no meio da via aproxima-o, em certa medida, do conceito de risco (tal como o risco é hoje definido na bibliografia da especialidade). O conceito de vulnerabilidade foi explicado por **Varnes (1984)**, **Einstein (1988)** e **Fell (1994)** e é apresentado com mais pormenor no ponto 2.7.5.

Contudo, não considera a quantificação dos danos potenciais, em termos de número de passageiros atingidos, valor dos danos sofridos, etc., o que seria sem dúvida muito difícil dada a própria natureza do objecto passível de dano que, ao contrário da generalidade dos elementos antrópicos cartografáveis, não se encontra fixo em determinado local assinalável em planta. Por esta razão, este trabalho deve ser considerado como uma carta de perigosidade, uma vez que nela se localizam as zonas mais perigosas para os veículos e seus ocupantes na eventualidade de ocorrência de movimentos de terrenos evitando-se, assim, uma utilização errónea do conceito de risco.

Uma abordagem do perigo potencial já tinha sido proposta por **Stevenson (1977)**, o qual criou um método empírico simples de avaliação do "risco relativo de escorregamentos" em taludes argilosos. Este autor inspirou-se, para a sua metodologia, nos esquemas das classificações geomecânicas para maciços rochosos de Bieniawski e de Barton. O "risco relativo" era calculado relacionando o "uso do solo" (U) com o índice de plasticidade do terreno ("factor argila": P); a posição do nível piezométrico anual máximo em relação ao plano de rotura tipo ("factor água": W); o declive mais frequente do talude ("ângulo do talude": S) e a ocorrência e idade relativa de cicatrizes de escorregamento ("complexidade do talude": C), através da equação seguinte:

$$Risco = (P + 2W) \times (S + 2C) \times U$$

A cada um daqueles factores foram atribuídas ponderações de 1, 2 ou 3, com excepção do "uso do solo", ao qual o autor atribui valores de 1 (áreas de mato ou bosque); 1,25 (áreas urbanizadas segundo as normas técnicas adequadas) e 1,50 (áreas urbanizadas sem as devidas precauções).

Esta metodologia, elaborada no intuito de fornecer um critério de risco utilizável pelas empresas de seguros, já incluía, pois, uma referência ao tipo de ocupação do terreno ameaçada por ocorrências de instabilidade de vertentes. Contudo, deve-se ter em atenção que, se o terreno em análise estiver ocupado por matas ou bosques, sem qualquer tipo de construção ("woodland") e, portanto, nenhum "elemento em risco" utilizando a terminologia mais tarde proposta por **Varnes (1984)**, o valor do parâmetro U será unitário, o que, pela equação apresentada, admite sempre um determinado "risco". Interpretando esse "risco" como perigosidade e, portanto, abrangido no conceito atrás exposto para o perigo, seria mais correcto, nessas condições, dar àquele parâmetro o valor zero.

De qualquer modo, parece ser mais apropriado avaliar a perigosidade através do produto dos

factores do meio natural (geológicos, hidrogeológicos, morfológicos, climáticos, etc) pelos que, de alguma forma, indicam a presença de actividade humana na área em análise. Estes últimos correspondem aos elementos dessa actividade existentes numa dada área, e que se encontram mais ou menos vulneráveis face à ocorrência de instabilizações de terrenos.

Na generalidade das metodologias de cartas de susceptibilidade ou de previsão, o uso do solo é, normalmente, adicionado aos restantes factores quando é considerado como mais um elemento indutor da instabilidade. Quando se pretende avaliar os efeitos dessa instabilidade sobre uma ou mais formas de uso do solo, a relação entre este e os factores que caracterizam o meio geoambiental é dada pelo produto entre ambos.

Por esta ordem de ideias, a metodologia criada por **Pierson (1991, in Neves, 1995)** para avaliação de "riscos" sobre viaturas em estruturas rodoviárias, poderia ser mais correctamente classificada como avaliação cartográfica da perigosidade, se no lugar de adicionar os dois factores antrópicos ("percentagem média de risco para um veículo" e "percentagem de decisão da distância de visibilidade"), estes fossem multiplicados pelos aspectos, naturais ou não, que caracterizam o meio.

Quantitativamente, a perigosidade (Pe) pode ser definida como o produto da susceptibilidade de, em dado local, ocorrer certo tipo de instabilidade (S) pela maior ou menor vulnerabilidade (V) de pessoas e/ou bens que possam ser afectados, ou seja, $Pe = S \times V$.

Em 1982 teve início, em França, um projecto governamental de cartografia de "riscos" que veio substituir o programa ZERMOS (já atrás referido na abordagem das cartas de susceptibilidade) englobando, desta vez, para além dos movimentos de terrenos e das avalanches, outros fenómenos naturais como os sismos, as inundações, os incêndios florestais, os ciclones, etc. Ao contrário do precedente, puramente informativo, este projecto, denominado PER ("Plans d'Exposition aux Risques"), já entra em linha de conta com a responsabilidade civil no tocante à ocupação dos terrenos, envolvendo diversas entidades como a administração local, as seguradoras, etc. (**Champetier de Ribes, 1987**). Nele se definem as zonas expostas a ocorrências naturais e se propõem os tipos de obras preventivas que devem ser implementadas pelos respectivos proprietários.

Os planos PER são documentos com força de lei e, portanto, fortemente condicionantes do uso a dar ao terreno. Deste modo, cabe ao Estado a responsabilidade política da marcação, em mapa, dos limites entre as zonas de diferentes graus de risco (*ib.*). Cada PER compreende a realização, em sequência, de uma carta de inventário, uma carta de vulnerabilidade e uma carta de risco (**Asté, 1991b**). O "risco" é aqui entendido dentro do conceito de perigosidade acima exposto, uma vez que não se entra em linha de conta com o valor (monetário ou relativo) do elemento antrópico

vulnerável (que pode corresponder a uma construção existente, por exemplo, ou a uma possível futura construção). Tendo em conta a susceptibilidade de ocorrência de um dado fenómeno natural, que pode ser obtida a partir de uma carta ZERMOS, avalia-se o nível de dano esperado sobre pessoas, propriedades e actividades económicas. Esse nível de dano, ou vulnerabilidade, baseia-se em escalas gradativas (**Quadro 2.7**), as quais são aplicadas, obviamente, com uma forte dose de incerteza (**Asté, 1991a**):

As pessoas podem ser:	A propriedade pode ser:	As actividades podem sofrer:
incomodadas	ligeiramente afectada	abrandamento
perturbadas psicologicamente	parcialmente destruída	interrupção momentânea
ligeiramente feridas	destruída na totalidade	interrupção prolongada
gravemente feridas		interrupção definitiva
mortas		

Quadro 2.7 - Escala de definição de vulnerabilidades utilizada nos planos PER.

O conhecimento dos efeitos provocados por movimentos de terrenos ocorridos no passado reveste-se de particular importância na aplicação de tais escalas.

Por fim, o grau de "risco" de uma dada região é avaliado com base nos tipos e características das ocorrências prováveis e no grau de dano esperado para a totalidade de elementos expostos. O "risco" é zonado em cartas na escala 1:5 000 ou 1:2 000 segundo três graus diferentes de exposição consoante a importância do provável fenómeno perigoso e da vulnerabilidade dos bens existentes (**Asté, 1991b**): zonas de elevada exposição, zonas de exposição mediana e zonas não expostas. Cada plano PER define, para além das diferentes zonas de risco cartografadas, as obras de prevenção que devem ser efectuadas pelos proprietários ou outras entidades de forma a poderem auferir das compensações devidas por parte das seguradoras ou do Estado, no caso de virem a sofrer qualquer dano.

2.7.4 - Cartas de probabilidade de ocorrências

Na terminologia anglo-saxónica, as cartas de previsão de movimentos de terrenos ou de qualquer outro fenómeno natural eventualmente perigoso para as pessoas e para a ocupação antrópica são, normalmente, denominadas de "hazard maps". O termo "hazard" foi interpretado por **Varnes (1984)** como a "probabilidade de um fenómeno particularmente nocivo poder ocorrer em dado local dentro de um determinado intervalo de tempo". O mesmo termo é utilizado para referir a "imprevisibilidade" de ocorrências naturais nocivas (**Einstein, 1988**). Mais recentemente, **Fell (1994)** definiu "landslide hazard" como a magnitude e probabilidade de ocorrência de um

movimento de terreno. Segundo o mesmo autor, o "hazard" é determinado através do produto do volume (em m³) que a ocorrência terá, ou magnitude (M), pela probabilidade (P) de essa ocorrência se desencadear dentro de um dado intervalo de tempo ($H = M \times P$).

A magnitude engloba uma ou mais características quantificáveis das ocorrências de movimentos de terrenos que se prevê virem a afectar determinado talude: volume, distância percorrida ou velocidade, e pode ser determinada local a local tendo como base, por exemplo, o conhecimento daquelas características em ocorrências passadas, a geologia, os declives do terreno afectado ou atravessado pelo movimento, etc. Estes elementos podem ser previamente registados e cartografados ao nível de inventários de ocorrências.

A probabilidade no tempo pode ser obtida de diversas maneiras de entre as quais se referem (Fell, *op. cit.*):

- Utilização de dados históricos sobre ocorrências afectando determinada área. O espaçamento no tempo de descrições e relatos históricos destes fenómenos permite determinar a sua probabilidade anual de ocorrência. Para essa determinação será muito importante o conhecimento, pelo menos em traços gerais, da magnitude das ocorrências antigas.

- Correlação directa de ocorrências de instabilidade com episódios de chuvadas antecedentes e/ou desencadeadas no próprio dia da rotura ou correlação de episódios particularmente pluviosos com níveis piezométricos considerados críticos para o desencadeamento de movimentos de terrenos. Neste último caso, determina-se a probabilidade de ocorrerem tais episódios pluviosos a partir de registos meteorológicos antigos. Segundo Asté (1991a), para além dos episódios meteorológicos excepcionais, a repetitividade de outros agentes desencadeadores tais como fenómenos vulcânicos ou sismos de certa intensidade, serve também como fundamento para a avaliação probabilística de períodos de retorno de ocorrências potenciais.

- Utilização de elementos de cariz geomorfológico e geotécnico. As evidências morfológicas e algumas propriedades físicas e mecânicas dos terrenos instabilizados, para além de caracterizarem os movimentos de terrenos que afectam uma dada área, permitem obter algumas conclusões sobre o estado de actividade desses movimentos e, portanto, sobre a maior ou menor probabilidade dos taludes afectados sofrerem rotura.

Nas cartas de "hazard", termo que é aqui traduzido para "probabilidade de ocorrência", é feito um zonamento baseado na combinação entre o inventário dos movimentos de terrenos e a probabilidade, espacial e temporal, de estes ocorrerem na área abrangida, sem se atender às possíveis consequências sobre pessoas e bens que o desencadear de tais fenómenos pode provocar (risco associado, segundo Hutchinson, 1995). Varnes (1984) baseou os processos

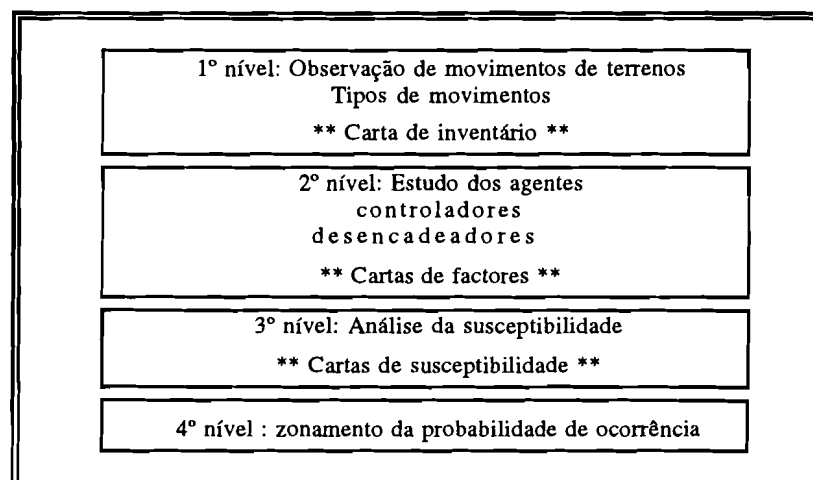
metodológicos para a realização deste tipo de cartas, nos seguintes princípios fundamentais:

- 1) O passado e o presente são as chaves do futuro;
- 2) As principais causas de instabilização são identificáveis;
- 3) É possível avaliar diferentes graus de probabilidade de ocorrência.

Hutchinson (op.cit.) propôs adicionar um quarto postulado:

- 4) Os vários tipos de movimentos de terrenos podem ser, de um modo geral, identificados e classificados tanto em termos morfológicos como geológicos e geotécnicos.

Ruiz & Gijón (1994) apresentam um esquema sucinto da metodologia por eles adoptada para uma carta de probabilidade de ocorrências referente à região de Monachil, província de Granada (**Quadro 2.8**).



Quadro 2.8 - Metodologia de zonamento de probabilidade de ocorrência da autoria de **Ruiz & Gijón (1994)**.

Apesar de ser possível, e habitual, avaliar períodos de retorno noutros tipos de catástrofes naturais como os sismos ou as inundações, no caso dos movimentos de massa isso é mais difícil dada a grande diversidade de causas que levam à rotura dos terrenos, desencadeando, por mecanismos distintos, diferentes tipos de ocorrências de instabilidade. Um bom exemplo deste problema é-nos relatado por **Crozier (1995)** que, ao pôr em revista trinta e sete trabalhos anunciando metodologias de cartografias do tipo "hazard map", enviados para o VI Simpósio Internacional sobre Movimentos de Terrenos, na Nova Zelândia, revelou o facto de muito poucos incluírem

qualquer previsão da frequência de ocorrências no tempo, colocando-se a maioria desses trabalhos (vinte e dois) ainda nos capítulos da inventariação de ocorrências ou da avaliação da susceptibilidade de, em dado local, ocorrer determinado fenómeno.

2.7.5 - Cartas de riscos

Considera-se o risco a conjugação da probabilidade de uma ocorrência natural ou induzida ("hazard") com as consequências sociais e económicas que dela poderão resultar (**Bitar et al., 1992**). Segundo **Einstein (1988)**, qualquer superfície de terreno sujeita a uma determinada ocorrência potencial pode sofrer consequências diversas dependendo do tipo de uso do solo. O mesmo autor admitiu que, na execução de cartas de riscos, a abordagem mais simples, e a mais utilizada, resumia-se à sobreposição de cartas de uso do solo com cartas de probabilidade de ocorrência. Contudo, esta forma simplista de resolução do problema não responde inteiramente àquele postulado, uma vez que não é certo que todos os elementos expostos sofram danos da mesma grandeza no caso da ocorrência provável se desencadear. Deste modo, houve que introduzir um novo parâmetro de incerteza : a vulnerabilidade.

A expressão para avaliar o risco, proposta por **Varnes (op. cit.)** e ligeiramente modificada por **Fell (1994)** ao nível das definições, inclui todos estes conceitos (probabilidade de ocorrência, perigo potencial, vulnerabilidade, elementos em perigo, risco), definindo-os e correlacionando-os entre si:

Probabilidade de ocorrência (*natural hazard - H*) - Probabilidade de, em dado local, ocorrer um fenómeno potencialmente perigoso dentro de um determinado intervalo de tempo. Para **Fell (op. cit.)** corresponde ao produto da magnitude de uma ocorrência pela probabilidade de esta se dar dentro de um certo intervalo de tempo.

Vulnerabilidade (*vulnerability - V*) - Grau de danos de um dado elemento ou conjunto de elementos localizados na área de influência de movimentos de terrenos de determinada dimensão e intensidade. A vulnerabilidade é expressa numa escala decimal e vai de 0 (nenhum dano) a 1 (destruição total).

Risco Específico (*specific risk - R_S*) - Quantidade de dano esperado para um elemento ou conjunto de elementos devido a um determinado fenómeno natural perigoso. Obtem-se através do produto da probabilidade de ocorrência pela vulnerabilidade ($R_S = H \times V$).

Elementos em Risco (*elements at risk - E*) - Estrutura(s) ou indivíduo(s) na área afectada pela ocorrência prevista.

Risco Total (*total risk - R_t*) - Número esperado de mortos, feridos, danos na propriedade ou perturbação nas actividades económicas devidos a um determinado fenómeno natural. Avalia-se através do somatório dos produtos dos elementos (ou conjuntos de elementos) em risco pelos respectivos riscos específicos:

$$R_t = (E) (R_S) = (E) (H \times V)$$

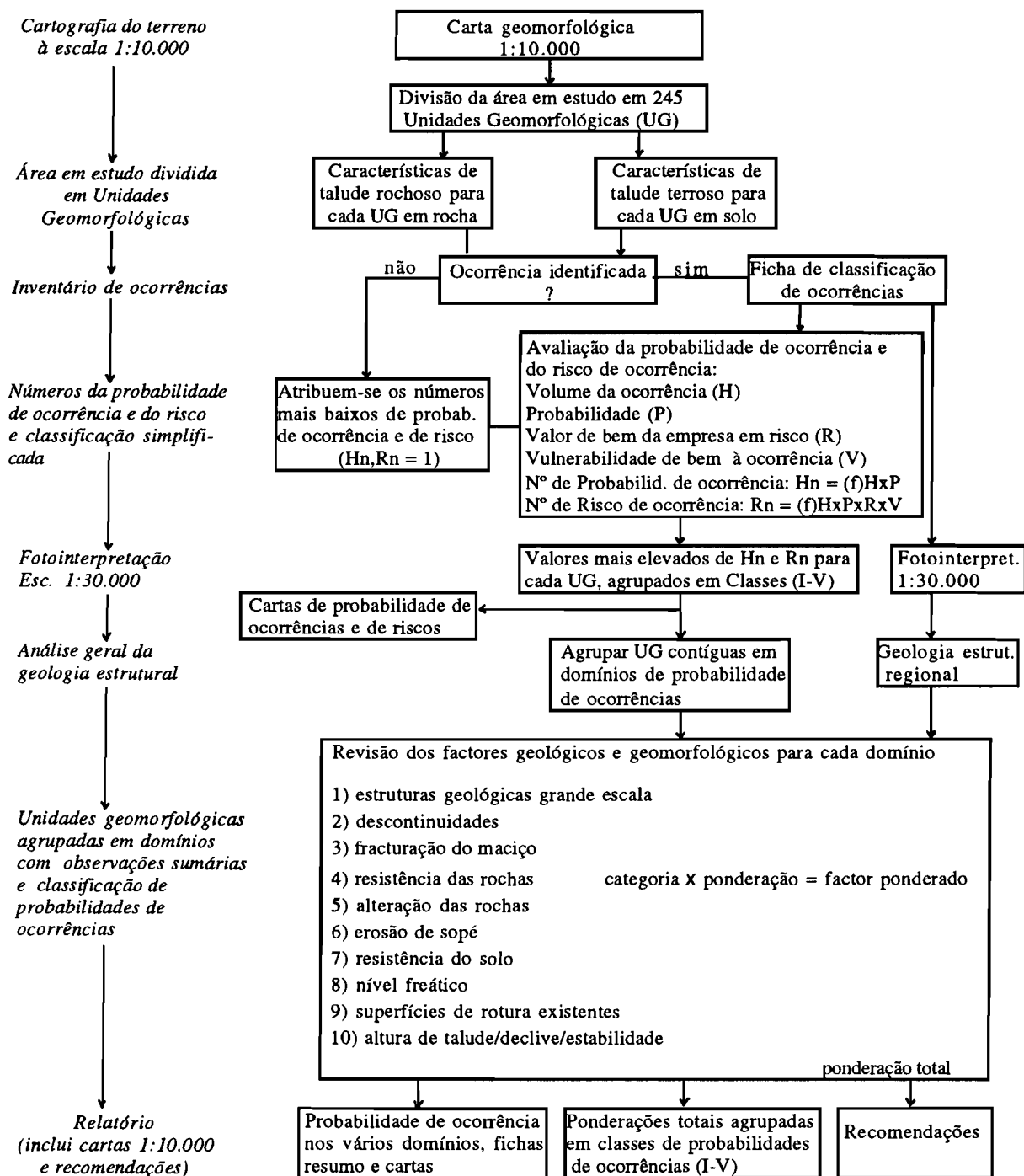
Os passos a dar na realização de cartas de risco com base nos conceitos de **Varnes (1984)** são descritos por **Einstein (1988)** e por **Fell (1994)**. A percepção e aceitação do risco de movimentos de terrenos na opinião pública é analisado com grande pormenor por **Finlay & Fell (1997)**. Estes autores analisaram o impacte social dos movimentos de terrenos em regiões como Hong-Kong e Austrália, tendo em vista a reacção das respectivas populações no que respeita àqueles fenómenos.

Particularizando para o território de Hong-Kong, **Brand (1988)** descreve uma metodologia de avaliação empírica do risco com base em estudos geomorfológicos e análises de estabilidade a fim de conceber uma ordem de prioridades para o estudo de alguns milhares de taludes e estruturas de suporte existentes no território. Mais recentemente, a crescente pressão urbanística naquele território superpovoado e extremamente acidentado, sujeito a frequentes movimentos de terrenos por vezes catastróficos desencadeados por chuvas tropicais, levou à necessidade de se quantificar o risco de modo a melhor apoiar futuras decisões de planeamento (**Smallwood et al., 1997**).

Os tipos de movimentos estudados foram escorregamentos de detritos e torrentes de detritos e, a fim de se estabelecer a sua probabilidade de ocorrência ("hazard"), foram classificados segundo o volume de materiais envolvidos no movimento, o ângulo de atrito aparente (no caso dos escorregamentos) ou o ângulo da superfície dos depósitos de detritos (no caso das torrentes) e a distância percorrida pelo movimento avaliada para cada tipo e dimensão de ocorrência. O risco foi calculado em termos de probabilidade anual de uma pessoa ser morta por uma daquelas ocorrências.

Hearn (1991) descreve um método mais complexo para o zonamento de riscos naturais de uma faixa relativamente estreita de terrenos abrangendo uma mina de cobre a céu aberto e um vale com cerca de 15 km de comprimento em cujo talvegue se encontrava o acesso utilizado para o transporte do minério (**Quadro 2.9**). O autor debruçou-se, principalmente, sobre os riscos de diferentes tipos de movimentos de terrenos e, em segundo lugar, sobre os riscos de erosão de vertentes e das linhas de água, de inundação e de deposição de sedimentos.

Em termos gerais, a metodologia de **Hearn (op. cit.)** impôs uma observação detalhada do terreno, a qual culminou num primeiro inventário de ocorrências e numa carta geomorfológica. A área em análise foi, posteriormente, subdividida em 245 unidades geomorfológicas (UG), de forma poligonal e com uma média de cerca de 4 hectares. Esta subdivisão foi feita com base em variações observadas na topografia e, para cada UG, anotaram-se as principais características geológicas (separando à partida os meios rochosos dos terrosos), geomorfológicas, hidrológicas, condições de estabilidade e geometria de taludes naturais e de escavação que tinham sido observadas durante a fase inicial dos trabalhos.



Quadro 2.9 - Metodologia para o zonamento da probabilidade de ocorrências e zonamento de riscos (adaptado de **Hearn, 1991**).

Sempre que, no interior de uma UG, se detectava uma ocorrência, existente ou potencial, as suas características (tipo, dimensão, velocidade estimada, impacte provável) eram introduzidas numa ficha (*hazard classification sheet*). Com base nestes elementos, calcularam-se valores relativos das probabilidades e dos riscos de todos os tipos de ocorrências anotados numa mesma ficha. Os

valores mais altos avaliados, respectivamente, para a probabilidade de ocorrência e para o risco, eram escolhidos para caracterizar a totalidade de uma UG, sendo-lhes atribuídas uma classe de probabilidade de ocorrência e uma classe de risco, ambas numa escala de I a V.

As diferentes classes assim definidas, permitiam estabelecer os respectivos zonamentos. Elaborou-se, de seguida, uma carta de probabilidades de ocorrências e outra de riscos na escala 1:10 000.

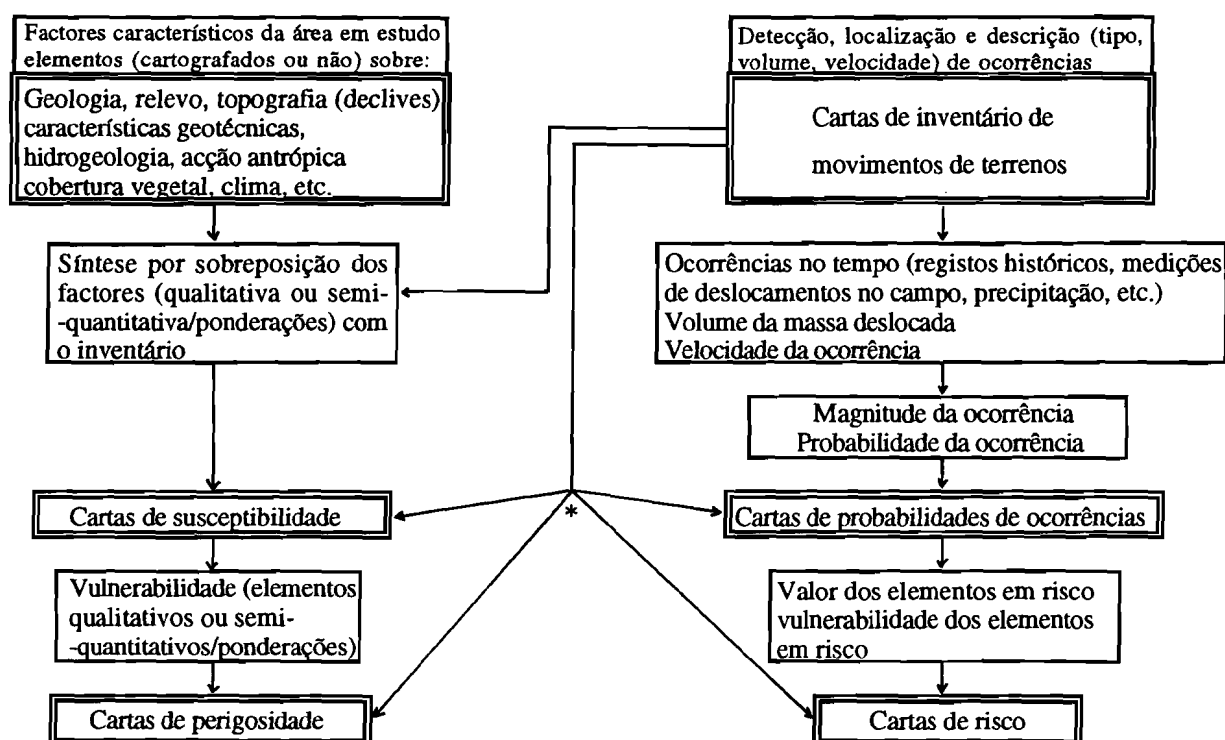
Numa última fase, agruparam-se várias UG contíguas entre si em 38 domínios de ocorrências prováveis. Posteriormente fez-se uma revisão, para cada domínio, das características geológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas nele observadas atribuindo, a cada uma, valores ponderados. O somatório das ponderações respectivas deu um valor ao qual, novamente, se atribuiu uma classe de probabilidade de ocorrência.

----- // -----

Os diversos tipos de cartas de movimentos de terrenos referidos nesta breve síntese, desde a carta de inventário, simples localização e identificação das ocorrências que afectam uma dada área, até às cartas de riscos, de realização muito mais complexa uma vez que depende de um grande número de incógnitas, podem constituir uma finalidade em si mesmas.

Normalmente, tais cartas são realizadas em sequência, dos níveis mais simples, produto directo dos elementos recolhidos no local em estudo e na documentação consultada, até aos níveis mais elaboradas, através de avaliações e cálculos probabilísticos de maior ou menor complexidade (**Quadro 2.10**). As cartas de inventário servem também para confirmar o zonamento obtido para a elaboração das cartas de probabilidades de ocorrências ou de riscos.

As cartas de risco são documentos de grande interesse para a indústria seguradora, a qual necessita da quantificação, em termos relativos ou absolutos, do valor e da vulnerabilidade do objecto ou pessoa em risco ou do prejuízo derivado da perturbação ou interrupção de uma dada actividade económica. Por seu lado, uma carta onde apenas constem os movimentos de terrenos detectados em dada região, eventualmente acompanhados por uma ou outra característica relevante do meio (geologia, morfologia ou outras), pode já conter importante acervo de informações destinadas a eventuais interessados. Para questões de ordenamento e planeamento do território, por exemplo, a informação contida em cartas de susceptibilidade, ou mesmo de inventário de movimentos de terrenos, pode ser suficiente.



Quadro 2.10 - Esquema simplificado dos diferentes níveis de cartas de previsão de ocorrências de movimentos de terreno. (*) Validação dos resultados.

A questão da actualidade da informação cartografada põe-se para todos os tipos de cartas, mas com particular aquidade para o caso das de risco. A evolução natural ou induzida dos processos geomorfológicos vai impondo alterações no zonamento estabelecido para as diferentes situações de risco. Por exemplo, se após um escorregamento os terrenos afectados atingem um novo estado de equilíbrio traduzido num sensível aumento do seu factor de segurança, a probabilidade de nova ocorrência no mesmo local poderá decrescer ao ponto de este dever ser incluído numa zona de menor grau de probabilidade de ocorrência. Por outro lado, com a expansão da ocupação urbana, aproximando bens e pessoas de áreas de forte probabilidade de ocorrência de movimentos de terrenos, a avaliação dos casos de risco, e seu zonamento, vão ficando rapidamente desactualizados. Por tais razões, a validade destas cartas de riscos terá, necessariamente, limitações no tempo, requerendo uma contínua actualização do comportamento dos processos geológicos envolvidos e das actividades antrópicas.

Asté (1991a) conclui que a finalidade principal da avaliação do risco é poder decidir sobre o tipo mais apropriado de intervenção para alterar, se necessário, a situação existente tendo em vista os cenários de instabilidade mais prováveis. Estes últimos poderão ser diferentes se considerados a curto ou a longo prazo, e a preocupação relativa às intervenções necessárias poderá também não ser a mesma consoante os contextos legal ou socio-político.

CAPÍTULO 3

ASPECTOS GEOAMBIENTAIS DA ÁREA EM ESTUDO

3.1 - AGENTES CLIMÁTICOS

3.1.1 - Enquadramento geral

A acção exercida pelos diversos agentes climáticos joga um papel importante na alteração das condições de estabilidade dos taludes. Assim, o vento, a temperatura e a precipitação, actuando independentemente ou interligados, contribuem em larga medida para a redução da resistência dos terrenos e/ou para o incremento das tensões de corte.

O clima que afecta a região de Almada encontra-se, como sucede no resto do País, fortemente condicionado pela sua posição em latitude (**Daveau, in Ribeiro et al., 1988**) a qual é, em grande medida, responsável pela divisão do ano em duas estações principais: uma fria e chuvosa, de invernia, seguida por outra quente e seca (**Reis & Gonçalves, 1981**). De facto, enquanto que nos meses de Julho e Agosto a precipitação é muito fraca, não raro nula em diversos locais de observação, a mesma é geralmente intensa durante o período que vai de Novembro a Março. Os climogramas apresentados na **Fig.3.1** foram elaborados tendo em conta os limites atribuídos por **Koppen (in op. cit.)** para a precipitação (40 mm) e para a temperatura média do ar (18°C) a partir de elementos referentes a quatro das estações meteorológicas mais próximas, em redor da área em estudo. Conclui-se que as duas estações principais alternam, em regra, com dois curtos períodos de transição, correspondentes à Primavera (mês de Maio), seco e frio em termos de médias de temperatura e de precipitação, e ao Outono (mês de Outubro) normalmente chuvoso e quente. Pela classificação simples, o clima que afecta as encostas entre Cacilhas e Costa de Caparica caracteriza-se de: temperado em termos de temperatura média anual, húmido quanto à humidade relativa do ar e, em termos de precipitação, moderadamente chuvoso (**ib.**).

No conjunto das regiões climáticas de Portugal Continental proposto por **Lautensach (in Ribeiro et al., 1988)** a área em estudo pertence à Província Atlântica do Sudoeste, integrada na Região Marítima do Sul de Portugal. Esta província abrange as Penínsulas de Lisboa e de Setúbal e as bacias dos rios Sado e Mira. Caracteriza-se, ainda segundo aquele autor, pela ocorrência de Verões com temperaturas médias até 22° C e de Invernos em que as mesmas atingem 10° C, sendo rara a queda de neve; a precipitação média ronda o intervalo de 500 mm a

800 mm com 3 a 5 meses secos; ventos violentos sobretudo na Primavera e no Outono; pequeno grau de continentalidade térmica, nomeadamente no Cabo Espichel.

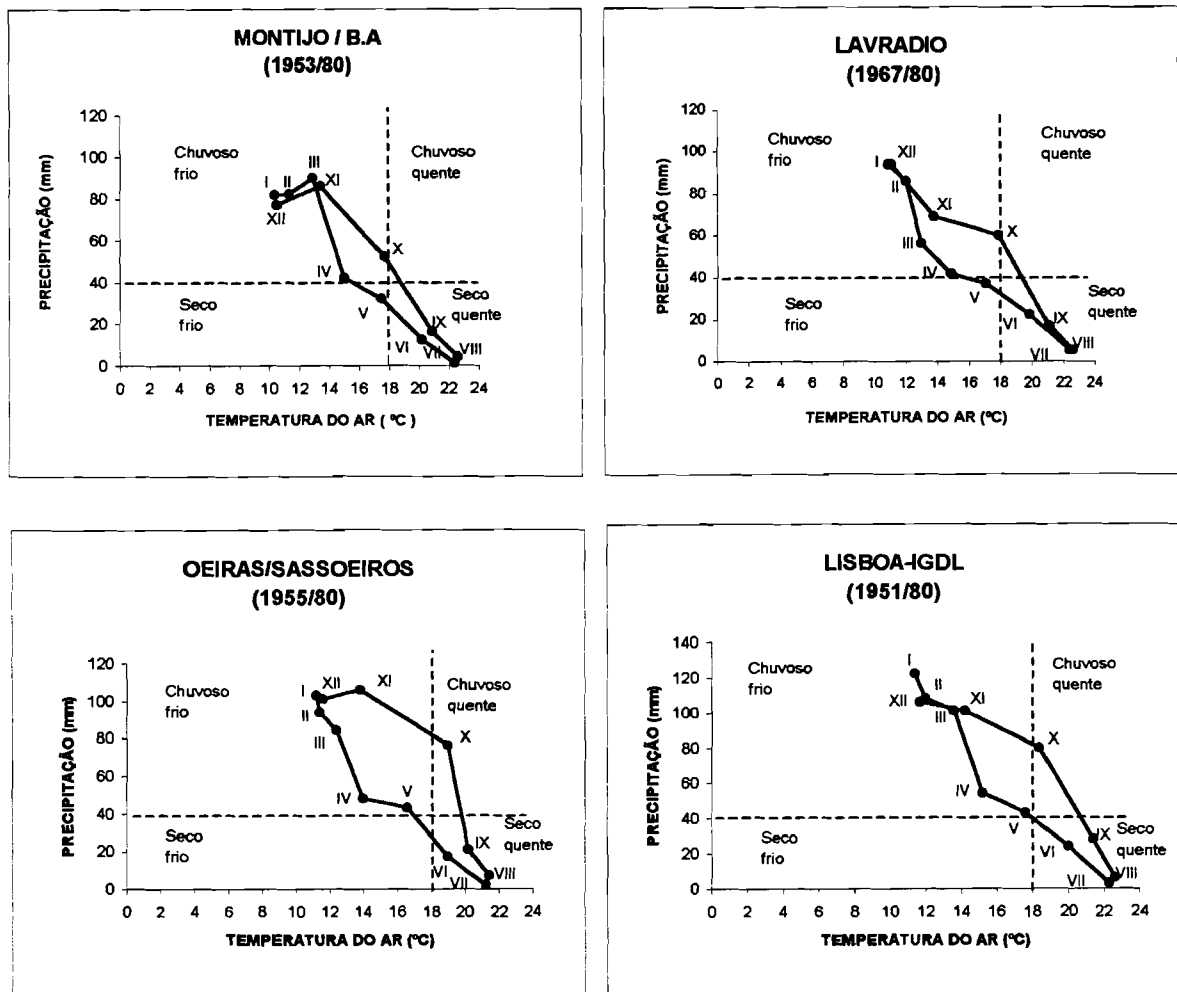


Figura 3.1 - Climogramas referentes a quatro estações meteorológicas vizinhas das colinas de Almada (elaborados com base em Reis & Gonçalves, 1981).

Para Daveau (*in* Ribeiro *et al.*, 1988), a área em estudo inclui-se, como de resto toda a Península de Setúbal com excepção da Cadeia da Arrábida, na região climática de tipo marítimo de transição, uma vez que se localiza na faixa de transição para o interior da "Fachada Atlântica". Essa faixa engloba as terras que, indirectamente, ainda se encontram expostas à passagem de massas de ar marítimo sendo, por essa razão, zona de nevoeiros persistentes.

3.1.2 - Temperatura

A modificação das condições de estabilidade dos taludes pode ser mais ou menos acelerada por efeito da temperatura, a qual favorece, em maior ou menor grau, a ocorrência de alterações de natureza mecânica devida a contracções ou dilatações das zonas mais superficiais dos maciços, ocasionando fissuras e a consequente desagregação dos materiais. Por outro lado, constitui um

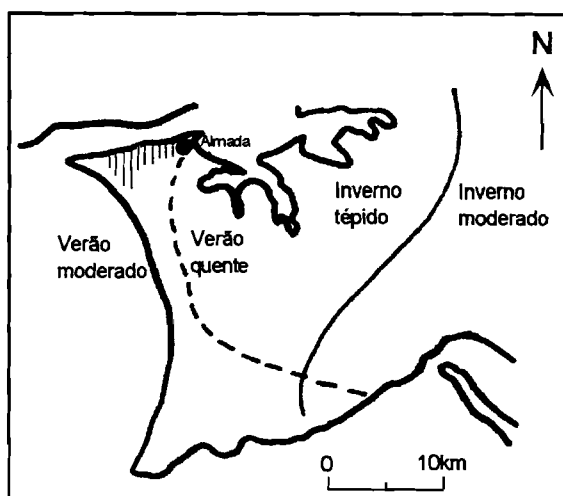
factor condicionante da alteração química. A variação da temperatura no espaço depende do regime dos ventos e de diversos factores fisiográficos como o relevo (altitude e exposição), a natureza do terreno e do seu revestimento, e a proximidade de grandes superfícies de água.

Em termos de médias mensais das temperaturas máximas (durante o Verão) e mínimas (durante o Inverno) ocorrentes na região entre Costa de Caparica e Almada, assinalam-se os limites traçados por **Alcoforado (1993)** com base nos registos das estações meteorológicas da região de Lisboa e tendo em conta o relevo:

Temperatura máxima média em Agosto	Entre 28°C e 30°C em praticamente toda a área, excepto na planície litoral ocidental, onde é mais baixa (26°C a 28°C)
Temperatura mínima média em Dezembro	Toda a área em estudo se encontra no intervalo entre 5°C a 7°C

Estes valores encontram-se aproximadamente dentro dos intervalos de temperaturas indicados por **Daveau *et. al.* (1980)** para o zonamento do País, segundo os contrastes térmicos, e onde toda a região em estudo (**Fig.3.2**) goza de um Inverno tépido (zona com 0-2 dias/ano com temperaturas mínimas registadas inferiores a 0° C e temperatura mínima média do mês mais frio acima dos 6° C) e um Verão moderado (zona com 20-100 dias/ano com temperaturas máximas superiores a 25° C e temperatura média máxima do mês mais quente entre 23° C e 29° C).

Figura 3.2 - Trecho do Mapa de Contrastes Térmicos da autoria de **Daveau *et al.* (1980)**.



Nos dois quadros que a seguir se apresentam (**Quadros 3.1a e 3.1b**), constam as temperaturas máximas e mínimas absolutas do ar detectadas em algumas das estações meteorológicas mais próximas da área em estudo:

a

LOCAL	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	ANO	PERÍODO
Lisboa/T. Ajuda	21,0	25,0	29,4	31,0	35,6	36,8	39,5	38,0	37,5	33,5	29,2	21,2	39,5	1951/80
Lisboa/INGIDL	20,6	25,4	26,3	30,4	35,1	37,6	39,6	39,3	37,1	34,4	27,8	21,8	39,6	1951/80
Montijo/B. Aérea	21,0	22,5	27,1	29,5	37,5	39,0	39,4	39,0	38,0	34,8	29,6	20,9	39,4	1954/80
Oeiras/Sassoeiros	24,0	22,5	25,2	29,0	35,0	38,0	38,0	38,5	38,6	34,8	27,0	21,2	38,6	1955/75
Lavradio	20,5	22,2	24,6	28,5	35,0	37,0	37,4	36,2	36,4	32,0	25,1	23,0	37,4	1967/80
Sesimbra/Maçã	22,0	26,6	28,4	29,3	38,5	37,5	40,0	39,0	37,5	34,5	28,5	25,0	40,0	1953/80

b

LOCAL	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	ANO	PERÍODO
Lisboa/T. Ajuda	-1,0	-2,8	0,0	1,1	1,8	8,0	10,0	10,6	9,5	6,0	2,0	0,0	-2,8	1951/80
Lisboa/INGIDL	-0,5	-1,2	2,8	4,4	6,4	10,2	12,1	13,3	10,3	7,7	3,6	0,5	-1,2	1951/80
Montijo/B. Aérea	-4,0	-4,0	0,0	2,2	4,8	9,2	9,5	9,6	8,0	1,6	0,5	-2,0	-4,0	1954/80
Oeiras/Sassoeiros	-1,1	-3,7	1,5	2,4	4,4	7,2	8,0	9,0	6,5	5,0	0,0	-1,0	-3,7	1955/75
Lavradio	-0,6	0,6	1,4	0,0	7,5	9,5	12,2	10,5	11,2	4,0	0,8	-0,5	-0,6	1967/80
Sesimbra/Maçã	-5,5	-5,2	-4,0	-1,5	2,0	4,0	5,9	6,0	3,0	-3,0	-4,0	-5,0	-5,5	1953/80

Quadros 3.1 - Quadros das temperaturas máxima absoluta (a) e mínima absoluta (b) do ar (em graus centígrados) nalguns locais vizinhos da área em estudo (baseado em **INMG, 1988**).

Embora não podendo servir como termo de comparação destes valores com as temperaturas medidas na área em estudo, dado o desfazamento de datas, procurou-se o registo das médias mensais das temperaturas do posto udométrico de Monte de Caparica, situado no *campus* da FCT/UNL, e que funcionou durante uma década (1984/85 a 1994/95). Nesse curto intervalo de tempo, obteve-se uma temperatura máxima de 41,5° C (em Julho de 1991) e uma mínima de 1,5° C (em Janeiro de 1989).

3.1.3 - Vento

O vento é caracterizado pelo rumo, definido como o ponto cardeal ou colateral de onde sopra, e pela velocidade, expressa em km/h. A **Fig.3.3** apresenta a frequência e a velocidade média trimestral dos três rumos principais de ventos ocorrentes em algumas das estações meteorológicas e postos udométricos em redor da zona de Almada.

Segundo **Alcoforado (1993)**, perto de 50 % dos fluxos de vento detectados durante o Verão na região de Lisboa são provenientes de norte. É o tempo da "nortada", muito frequente em

especial nas zonas mais chegadas ao oceano e, por vezes, com velocidades superiores a 40 km/h. Tal pode ser explicado pela presença, no Atlântico, de um anticiclone estendendo-se em crista na direcção meridiana e/ou de uma depressão centrada sobre a Península Ibérica ou mais a este.

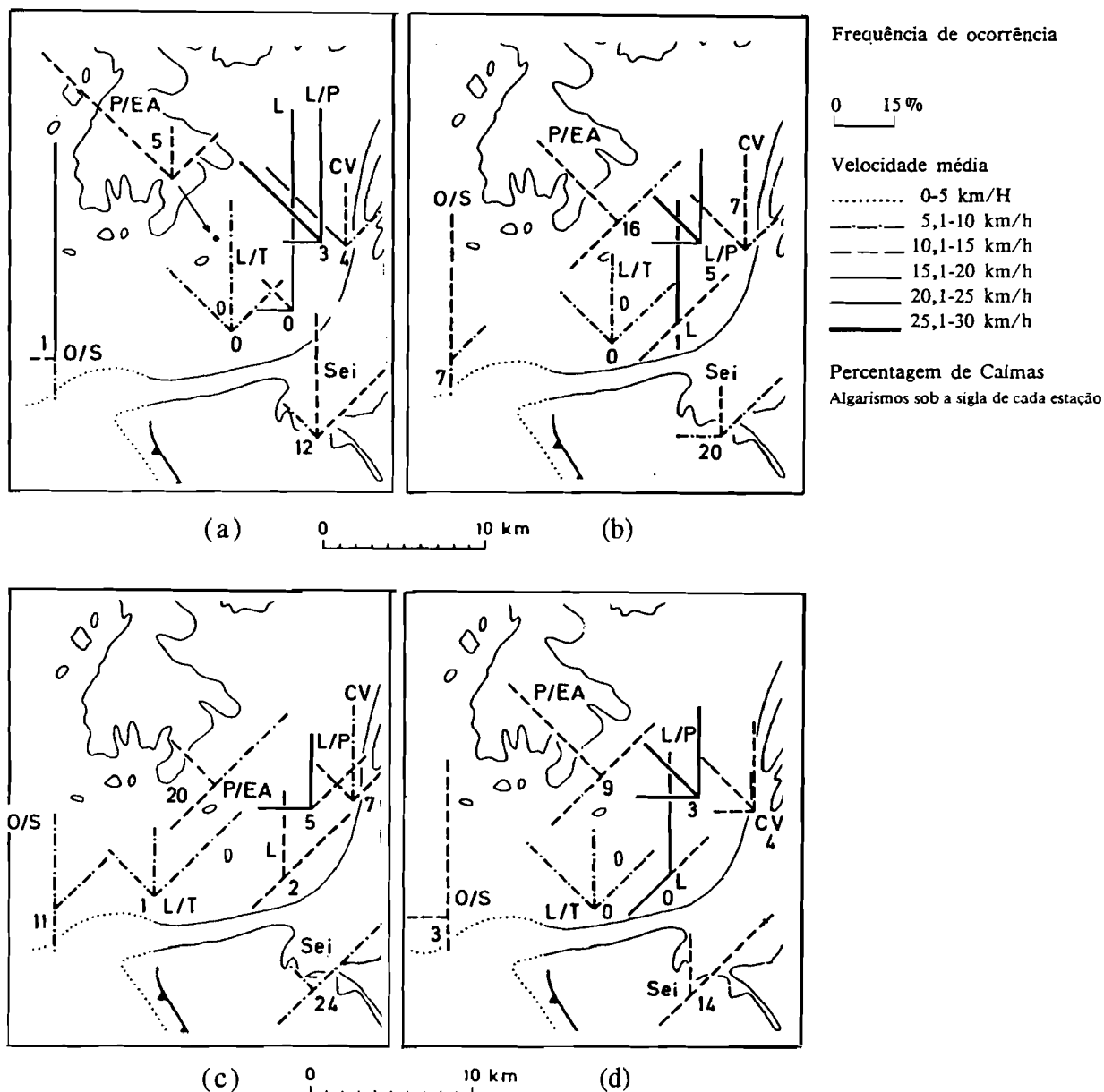
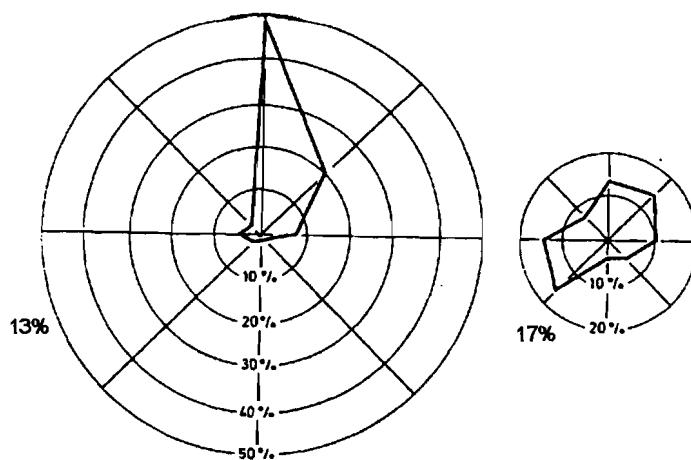


Figura 3.3 - Frequências e velocidades médias dos três rumos dominantes em cada posto de observação no Verão (a), no Outono (b), no Inverno (c) e na Primavera (d). Modificado de **Alcoforado (1993)**.

Nos meses de Inverno, os fluxos dominantes correspondem aos rumos sudoeste e nordeste logo seguidos, em importância, pelos rumos oeste e norte (**Fig.3.4**). Os ventos de sudoeste são, em regra, os mais violentos, acompanham períodos de chuva abundante e estão normalmente associados a perturbações da superfície frontal polar (**Reis & Gonçalves, 1981**).

Figura 3.4 - Fluxos ao nível da superfície no Verão e no Inverno, à latitude de Lisboa. Os valores percentuais à esquerda de cada rosa dos ventos referem-se à percentagem de dias de calma. Adaptado de **Alcoforado (1993)**.

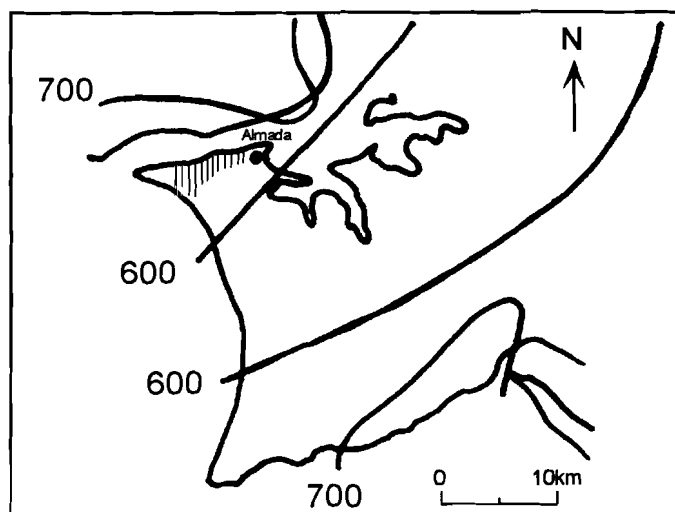


O vento actua de diversas maneiras sobre os terrenos: sobre as camadas com forte componente arenosa, observa-se o efeito da erosão alveolar das suas paredes por pequenas partículas arrancadas e lançadas pelo vento, criando cavidades arredondadas, semi-esféricas, constantemente alargadas pelo movimento turbilhonar dessas partículas no seu interior; por outro lado, a agitação provocada nas copas das árvores que crescem nas zonas de crista, normalmente enraizadas em terrenos de material deslocado (depósito de vertente) ou terreno *in situ* meteorizado, induz forças que, por efeito de alavanca, são transmitidas às raízes provocando o enfraquecimento da resistência desses materiais; por último, em dias de temporal, ventos particularmente violentos acompanhando determinado episódio pluvioso, aumentam a energia de impacto das gotas de chuva sobre a superfície do terreno promovendo, também, a sua erosão.

3.1.4 - Precipitação

Como mostra o mapa da **Fig.3.5**, verifica-se que toda a zona em estudo é anualmente afectada, em média, por 600 mm a 700 mm de precipitação.

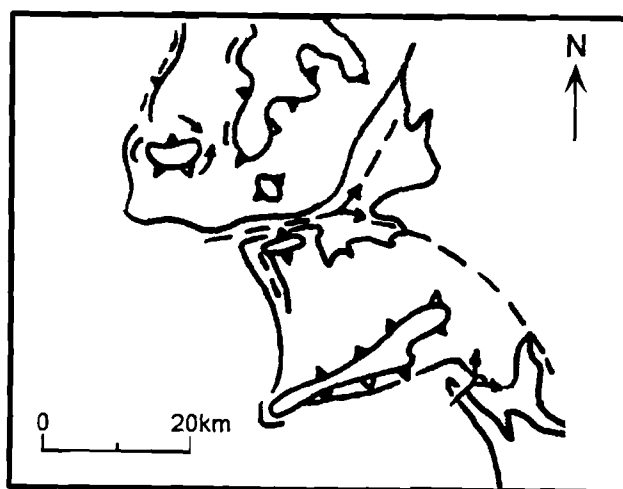
Figura 3.5 - Quantidade total de precipitação anual na região de Almada (média referente ao período de 1941/70). Adaptado de **Reis & Gonçalves (1981)**.



Mapas de isoietas realizados mais recentemente (**Simões & Costa, 1992**) com recurso a meios informáticos, a partir das médias mensais de 42 anos (1941/42 a 1982/84) obtidas para 185 estações climatológicas e postos udométricos existentes nas bacia hidrográficas do Tejo e do Sado e zonas periféricas, assinalam, para a região em estudo, um máximo de precipitação média mensal no mês de Dezembro (cerca de 100 mm) apresentando os meses de Novembro, Janeiro, Fevereiro e Março valores médios iguais ou superiores a 80 mm. Nos restantes meses, a precipitação média é sempre inferior.

Segundo **Daveau** (*in* **Ribeiro et al., 1988**), os principais acidentes orográficos que dominam o extremo setentrional da Península de Setúbal, ou seja, os taludes entre Almada e Trafaria por um lado e, por outro, a arriba fóssil da Costa de Caparica, jogam papel significativo na pluviosidade da região. Com efeito, e conforme mostra a **Fig.3.6**, esta última constitui uma barreira virada para o oceano, funcionando como um obstáculo à progressão para o interior das massas de ar moderadamente rápidas e instáveis as quais, ao atingi-la, são desviadas para o seu lado esquerdo (para norte) penetrando, já sobre o Tejo, num corredor de subsidência, no qual as massas de ar húmido não provocam precipitação.

Figura 3.6 - Papel da orografia da região em estudo e área circundante na pluviosidade. Adaptado de **Daveau** (1978 *in* **Ribeiro et al., 1988**).



As vertentes setentrional e meridional das colinas de Almada, elevando-se a mais de 100 m sobre o nível médio do mar impõem, por seu lado, a ascensão das massas de ar instáveis e rápidas vindas tanto do quadrante norte como do quadrante sul e, em consequência disso, a precipitação torna-se mais abundante.

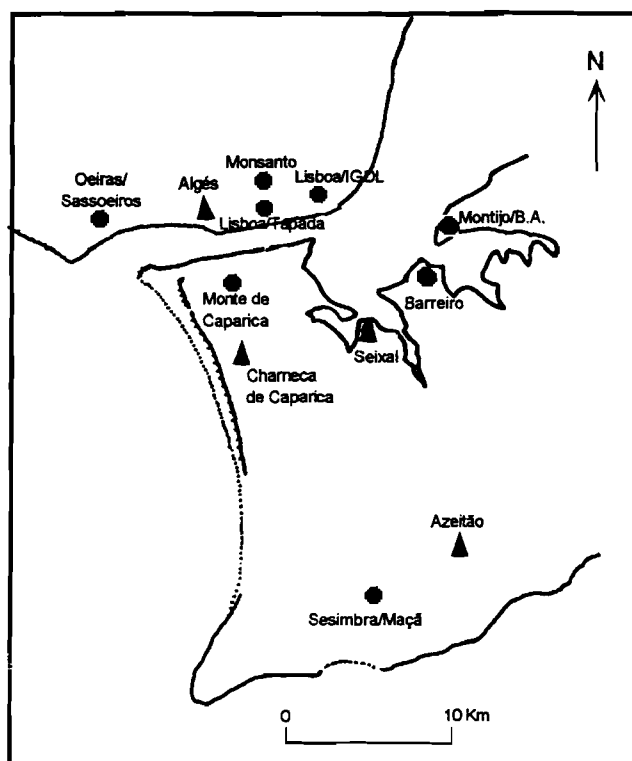
As consequências derivadas daqueles acidentes orográficos na precipitação que afecta os taludes em estudo são, porém, difíceis de quantificar com precisão uma vez que, como já foi atrás referido, não existem na região em estudo dados estatisticamente representativos. Os únicos registos disponíveis, abrangendo anos hidrológicos completos, obtidos no posto de observação

implantado dentro das instalações da FCT/UNL (estação do Monte de Caparica), interessam apenas o período de 1985/86 a 1993/94. Ainda na Península de Setúbal, os outros locais mais próximos de onde se obtiveram registos meteorológicos, os postos udométricos do Seixal e de Charneca de Caparica, apenas interessam a década de 1960 (Fig.3.7).

Figura 3.7 - Localização de algumas das estações meteorológicas e postos udométricos (extintos ou em actividade) mais próximos da área em estudo.

● Estação meteorológica

▲ Posto udométrico



Uma caracterização da pluviosidade na região entre Almada e a Costa de Caparica passa, necessariamente, pela análise dos registos obtidos noutras estações meteorológicas cujo funcionamento tenha abrangido um maior intervalo de tempo, no mínimo 30 anos como é de norma. Essas estações vizinhas encontram-se distribuídas ao longo da margem direita do "corredor do Tejo" e são, de este para oeste:

- Estação de Lisboa/IGIDL (Instituto Geofísico Infante D. Luís) - Existem registos mensais completos desde meados do século passado, estando publicados dados referentes ao período entre 1900/01 e 1993/94;
- Estação de Lisboa/Tapada da Ajuda - Publicados registos mensais com várias lacunas desde 1925/26 a 1993/94;
- Estação de Oeiras/Sassoeiros - Publicados registos mensais com algumas lacunas desde 1954/55 a 1992/93.

Para além da sua proximidade em relação à área em estudo, estas três estações localizam-se a altitudes de, respectivamente, 77 m, 60 m e 50 m, aproximadamente dentro da média das cotas abrangidas pelos relevos de Almada. Outra estação geograficamente bem localizada, a de

Monsanto, não foi aqui considerada uma vez que, além de ter sido extinta ao fim de somente 22 anos de funcionamento, se encontrava a 220 m de altitude, ou seja, quase ao dobro das cotas máximas atingidas pelos taludes em estudo, facto a ter em conta nos altos índices de precipitação aí detectados (média anual de 806 mm, contra 648 mm e 682 mm calculadas para o mesmo período de anos respectivamente em Lisboa/IGIDL e Lisboa/Tapada da Ajuda).

Na margem sul do Tejo em frente a Lisboa, para além dos dois postos udométricos referidos, Seixal e Charneca, encontram-se ainda em funcionamento as estações de Lavradio (desde 1967/68), Montijo/Base Aérea (desde 1955/56, porém com interrupções de alguns anos hidrológicos) e Sesimbra/Maçã (desde 1953/54). Haverá contudo que ter em conta a posição das duas primeiras, localizadas para o interior e a cotas pouco acima do nível médio das águas do "Mar da Palha", respectivamente a 6 m e a 14 m de altitude. A estação de Sesimbra/Maçã está, por seu lado, a 120 m de altitude, se bem que a uma distância apreciável dos taludes em estudo, cerca de 24 km a SSE e sob influência dos relevos da Cadeia da Arrábida.

Dada a reduzida extensão da área em estudo, considerou-se suficiente analisar os registos de precipitação mensal e anual das estações de Lisboa/IGIDL e de Oeiras/Sassoeiros, as quais se encontram distanciadas entre si de pouco menos de vinte quilómetros. A escolha prende-se, essencialmente, pelo número de anos hidrológicos que aqueles registos interessam e pela localização de ambas as estações, defronte às zonas extremas nascente e poente da margem esquerda do Tejo.

As séries mensais de precipitação da estação de Lisboa encontram-se completas. Pelo contrário, os registos obtidos na estação de Oeiras apresentam lacunas pontuais que foram preenchidas com base no método da equação da regressão linear entre os registos de séries incompletas e os registos de séries completas obtidas numa estação vizinha (**Lencastre & Franco, 1992**). A estação utilizada como referência foi, também, a de Lisboa/IGIDL, encontrando-se os valores em falta introduzidos por aquele método, assinalados a carregado na respectiva série (**Anexo I.1**). A estação de Tapada da Ajuda, mais próxima de Oeiras, contém importantes lacunas e, por outro lado, os registos que fornece são menos fiáveis dado estar localizada muito próximo de construções, estruturas, etc., as quais foram crescendo em seu redor podendo, em certas condições, interferir nos resultados.

Os respectivos registos apresentados nos **Anexos I.1 e I.2** interessam um período de tempo de 38 anos hidrológicos, partindo de 1955/56, o primeiro ano com registos completos da estação de Oeiras, e terminando em 1992/93, o último ano com registos publicados referentes à mesma estação. Em ambos os locais, a média da precipitação anual encontra-se dentro dos limites referidos em **Reis e Gonçalves (1981)**. Contudo, nota-se uma diferença sensível, um pouco superior a 100 mm, entre as médias anuais de ambas as estações. Tal pode ficar-se a dever, entre

outros factores, à localização da estação de Lisboa (média anual de 741,7 mm), num ponto da cidade sem qualquer tipo de obstáculo em todo o seu redor, enquanto a de Oeiras/Sassoeiros (média anual de 633,9 mm) está implantada num vale cujas vertentes condicionam os rumos predominantes dos ventos que aí são canalizados (Alcoforado, 1993) os quais, por sua vez, não deixam de ter influência na precipitação sobre o local.

Pela observação dos gráficos da **Fig.3.8**, relativos à variação dos registos anuais das duas séries de precipitação verifica-se que, na zona do estuário do Tejo, não é possível definir um ritmo certo de anos ou conjuntos de anos essencialmente secos alternando com períodos de tempo similares particularmente pluviosos. Relacionando os diferentes valores anuais com as médias de cada estação

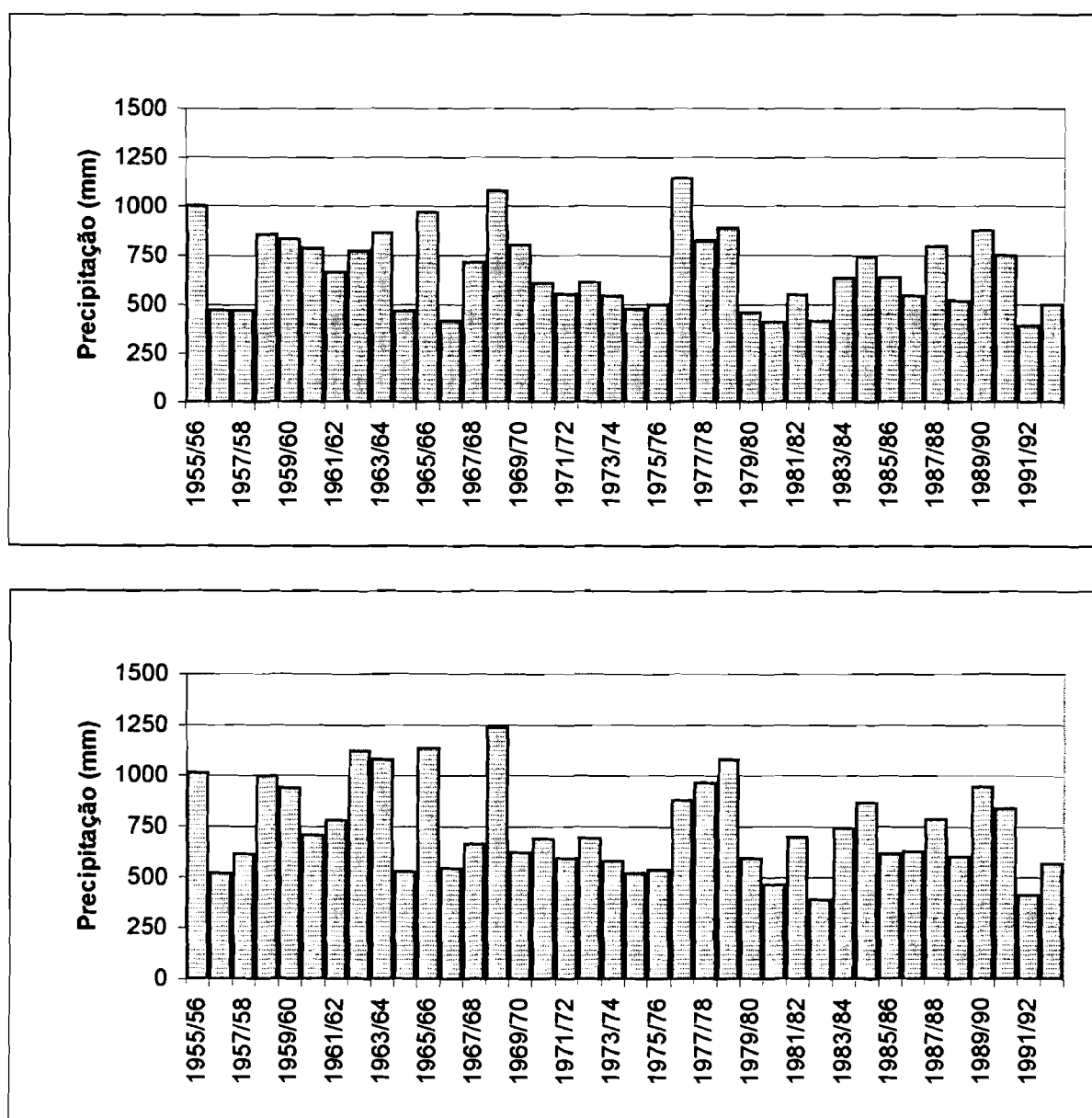


Figura 3.8 - Gráficos da variação da precipitação anual para o mesmo período de tempo nas estações meteorológicas de Oeiras/Sassoeiros e Lisboa/IGIDL.

verifica-se que, ao longo dos primeiros quinze anos (de 1955 a 1970), existe uma alternância bastante regular entre períodos de um a dois anos mais pluviosos e períodos de um a dois anos menos pluviosos ou mesmo relativamente secos, com totais anuais muito inferiores às médias das respectivas estações. Tal alternância é bem evidente no gráfico referente à estação de Lisboa/IGIDL. Durante os quinze anos seguintes, a grande maioria dos anos hidrológicos acusa níveis de pluviosidade relativamente baixos, com excepção dos anos de 1976/77 a 1978/79 durante os quais aqueles níveis foram sempre superiores à média.

No período de tempo abrangido pelos gráficos, a quantidade máxima de precipitação diária foi de 95,6 mm na estação de Lisboa (medida em Novembro de 1983), valor que se situa aproximadamente no meio termo entre as quantidades máximas de precipitação diária esperadas naquela estação para períodos de retorno de, respectivamente, 50 anos e 100 anos (**Reis & Gonçalves, 1981**).

A série de máximos diários por ano hidrológico está muito incompleta nos registos provenientes da estação de Oeiras/Sassoeiros. Contudo, refira-se um episódio de 24 horas de precipitação, ocorrido em Novembro de 1967, que aí atingiu 155 mm. O mesmo episódio foi também o mais importante do ano na estação de Lisboa, mas nesse local não se mediram mais de 89,2 mm de precipitação.

Os registos mensais confirmam a dualidade climática referida no início deste capítulo, com uma estação pluviométrica semestral, de Outubro a Março, onde não são raros os meses com mais de 200 mm de precipitação e a outra estação, de Abril a Setembro, com médias mensais bastante inferiores e onde se concentram, principalmente em Julho e Agosto, os registos de precipitação mensal nula. Contudo, nem todas as estiagens são completamente secas, nem tão pouco todos os períodos de invernia muito chuvosos, o que leva à alternância de agrupamentos de anos pluviométricos mais secos e mais húmidos atrás esboçada. Não havendo uma nítida regularidade estatística nessa alternância, não é fácil definir um ritmo próprio para essa característica climática. Este fenómeno foi abordado por **Ribeiro (in Ribeiro et al. 1988)** ao referir-se às irregularidades com que as massas de ar actuam no nosso País fazendo com que se tenha criado a ideia, desde sempre generalizada, de que "o tempo está mudado".

3.2 - GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL

Os taludes que confinam a norte o concelho de Almada são constituídos por depósitos do Miocénico marinho e fluvio-marinho da região de Lisboa (Burdigaliano a Tortonian) inclinando ligeiramente para sudeste ou SSE.

Para sul estende-se uma vasta planície sulcada por vales de reduzido encaixe, constituída por terrenos detríticos plio-pleistocénicos por vezes cobertos por acumulações dunares. O fundo daqueles vales, em regra largo, é ocupado por depósitos aluvionares, holocénicos, de espessura variável (Zbyszewski, 1963). Mais adiante, esta planície dá lugar às vertentes setentrionais da Cadeia da Arrábida, constituída essencialmente por rochas calcárias e areníticas datadas do Hetangiano ao Miocénico.

Na margem oposta do denominado "corredor" do Tejo, em Lisboa, os depósitos miocénicos encontram-se, do mesmo modo, inclinados para sudeste, ou para este, bem como as formações mais antigas que aí afloram (camadas margosas e calcárias do Cenomaniano médio e superior). Estas foram, inclusivamente, detectadas em profundidade por sondagem realizada na zona de Palença de Baixo durante a prospecção para o encontro sul da actual Ponte 25 de Abril (Sondagens Rodio, 1955).

As colinas de Almada correspondem ao flanco setentrional de uma das principais unidades morfoestruturais da Península de Setúbal, o sinclinal de Albufeira. Trata-se de uma bacia sedimentar subsidente cujos depósitos, terciários e quaternários, se apresentam levemente arqueados e cuja zona axial passa, aproximadamente, ao longo do alinhamento formado pela Lagoa de Albufeira e Vale da Apostiça. Esta estrutura tem orientação ENE-WSW tal como os dobramentos que conformam a cadeia da Arrábida, a outra grande unidade morfoestrutural da Península de Setúbal, com a qual o sinclinal de Albufeira confina a sul e, como este, gerada aquando da fase compressiva Bética da orogenia Alpina, iniciada no Miocénico superior e actuante de SSE para NNW (Cabral *et al.*, 1984).

Na **Fig.3.9** apresenta-se um trecho da Carta Geológica de Portugal na escala 1:500 000 mostrando toda a região envolvente da área em estudo (Penínsulas de Setúbal e de Lisboa).

O contacto directo dos taludes fronteiros a Lisboa com as águas do rio Tejo desaparece bruscamente na Trafaria, dando lugar a uma estreita planície litoral muito baixa, coberta essencialmente por areias eólicas e de praia, e cuja largura máxima, no trecho entre Cova do Vapor e Costa de Caparica pouco ultrapassa os 1 000 m. Esta planície prossegue para sul, estreitando-se progressivamente até que, a partir de Adiça e até à lagoa de Albufeira, se resume a uma praia que a maré alta cobre por vezes na totalidade, atingindo o sopé da arriba. Entre a lagoa de Albufeira e o trecho de escarpas calcárias e margosas que culminam a sul no promontório do Cabo Espichel, a faixa litoral arenosa volta a alargar-se um pouco. Este cordão de materiais móveis, cujo perfil arqueado foi moldado pela acção regularizadora das contracorrentes litorais, foi-se acumulando progressivamente, acabando por interromper a comunicação que originalmente existiria entre o oceano e a lagoa de Albufeira, testemunho provável de um antigo braço do rio Tejo antes deste se instalar definitivamente no seu leito actual (Vanney & Mougenot, 1981).

Esta última é, segundo **Freitas (1995)**, uma laguna costeira originada por inundação, aquando da transgressão flandriana, de um vale fluvial escavado num período de nível do mar mais baixo que o do presente e actualmente separada do mar por uma barreira arenosa contínua.

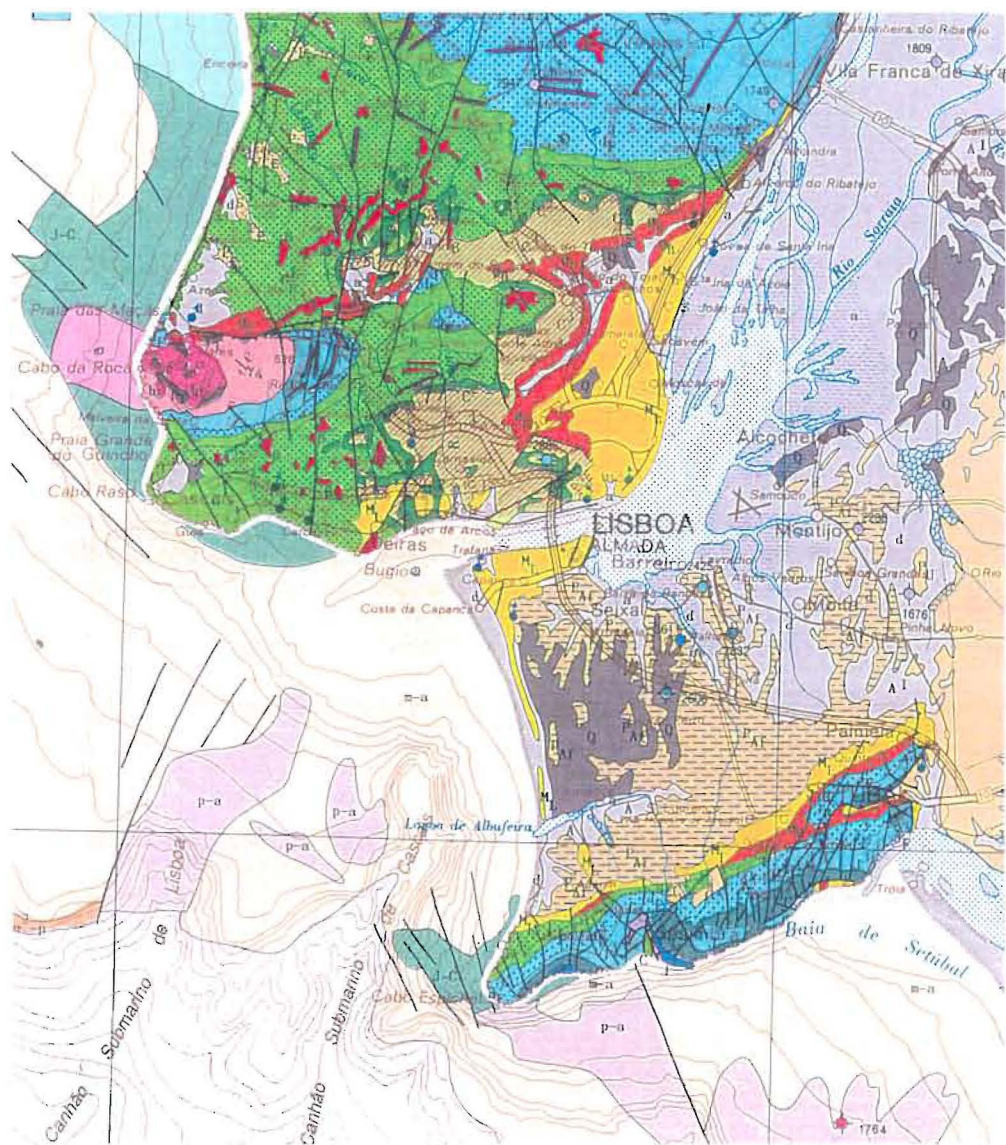


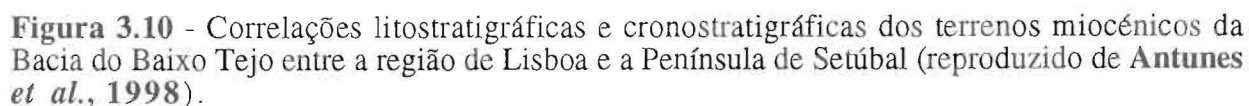
Figura 3.9 - Geologia da região envolvente da área em estudo. Trecho da Carta Geológica de Portugal na escala 1:500 000 (**Serviços Geológicos de Portugal, 1992**).

3.2.1 - Litostratigrafia

As colinas setentrionais do concelho de Almada são, como atrás referido, formadas por terrenos miocénicos da bacia do Tejo, abrangendo a quase totalidade do Burdigaliano, o Langhiano, o Serravaliano e o Tortonian inferior. Terrenos holocénicos ocorrem um pouco por todo o lado: as aluviões do Tejo cobrem o sopé imerso dos taludes fronteiros a Lisboa, sendo vizíveis desde o cais do Ginjal até à Trafaria, ao longo de uma estreita e descontínua faixa arenosa que, de quando em vez, se alarga em pequenas enseadas escavadas na rocha; as areias de praia de nítida influência marinha e as acumulações eólicas ocorrem para poente de Trafaria, inflectindo depois para sul, na direcção do Cabo Espichel; por último, depósitos de vertente e aterros ocorrem em alguns trechos de taludes e nos vales adjacentes. Ao longo da margem do rio, na zona imersa, acumulações por vezes espessas daqueles primeiros ocorrem intercaladas com as aluviões do Tejo.

Muito resumidamente, os terrenos miocénicos são constituídos por sucessões alternantes de siltes, argilas, areias e areolas, mais ou menos consolidados e com maior ou menor percentagem de carbonatos, margas e, mais raramente, calcários lumachélicos compactos. A diversidade de fácies destes terrenos e a sua grande riqueza micropaleontológica permitiram, à luz dos estudos estratigráficos mais recentes, distinguir ao longo dos diferentes andares do Miocénico marinho da região de Lisboa oito ciclos sedimentares separados por descontinuidades regionais que se traduzem em superfícies transgressivas (**Antunes *et al.*, 1998**). Na **Fig.3.10**, cada um daqueles ciclos é correlacionado com as diversas características estratigráficas dos terrenos miocénicos de Lisboa e Península de Setúbal, e estão identificadas oito transgressões, designadas de T0 a T7 e oito episódios regressivos designados de R0 a R7. A sucessão dos episódios eustáticos evidenciados na área em estudo inicia-se pelas últimas camadas contemporâneas da regressão R1 e termina nos estratos depositados nos finais da transgressão T7 ou no início da regressão R7. Em comunicação pessoal, **Pais (1998)** assinala que existem ainda dúvidas quanto à existência do ciclo T6-R6, não se tendo encontrado, até ao momento, evidências desses episódios na região de Almada.

Tendo em vista a sua génese, todos aqueles materiais podem ser incluídos num mesmo complexo litológico (**Costa, 1985**), com importantes variações de composição não só de camada para camada como lateralmente dentro da mesma unidade litostratigráfica. Enquanto a fracção argilosa parece aumentar de este para oeste, as fracções arenosa e carbonatada de, pelo menos, certas unidades, diminuem no mesmo sentido (**Rodrigues-Carvalho *et al.*, 1989**). Este fenómeno, observado durante os trabalhos de campo realizados para o presente estudo foi confirmado, em diversos casos, pelos resultados de algumas campanhas de prospecção efectuadas na região no decorrer das últimas cinco décadas.



Estruturalmente, observa-se uma grande homogeneidade de um extremo ao outro das colinas de Almada. De facto, as camadas apresentam uma orientação regular, mergulhando cerca de 5º a 8º para sudeste ou SSE. A continuidade da exposição das diferentes formações miocénicas ao longo das vertentes é interrompida apenas localmente pela ocorrência de algumas falhas, sendo raras as que impõem rejeitos importantes.

Grande parte da área em estudo encontra-se cartografada na Carta Geológica de Lisboa na escala 1:20 000 publicada em 1940 e, a totalidade da mesma, nas folhas 4 (Lisboa) e 3 (Cascais) da Carta Geológica dos Arredores de Lisboa, publicadas, respectivamente, em 1950 e 1981 na escala 1:50 000. Mais recentemente, por convénio celebrado entre a Faculdade de Ciências e Tecnologia da UNL e a Administração do Porto de Lisboa (APL), foi elaborada uma carta geológica na escala 1:2 000 dos taludes da margem sul do Tejo, interessando uma estreita faixa de terrenos entre Cacilhas e Cova do Vapor e compreendendo um total de oito folhas (**Rodrigues-Carvalho *et al.*, 1989; 1990**). Para o presente trabalho, os limites geológicos definidos naquela carta foram estendidos um pouco mais para sul, nomeadamente no sector a nascente da ponte 25 de Abril, e incluiu-se o trecho setentrional da Arriba Fóssil da Costa de Caparica até à sua intersecção pela via rápida IC 20.

Na **Fig.3.11**, dividida em duas folhas, faz-se uma apresentação, à escala 1:15 000, da geologia da área abrangida por este estudo, correspondendo a primeira folha à metade oriental da mesma área e a segunda à metade ocidental.

3.2.1.1 - Miocénico

Na descrição dos terrenos miocénicos que a seguir se apresenta, adoptou-se a classificação litostratigráfica proposta por **Cotter (1903-04; 1956)** para o Miocénico marinho da região de Lisboa a qual tem vindo a ser revista, em termos cronostratigráficos por diversos autores dos quais se destacam, nos últimos anos, os trabalhos de **Antunes (1971)**, **Antunes & Pais (1993)** e **Antunes *et al.* (1992; 1996; 1998)**.

Na área em estudo (**Fig.3.11**), que se estende desde Almada até à Costa de Caparica, os terrenos miocénicos são constituídos por uma sequência de unidades que se inicia nos estratos superiores da unidade II ("areolas da Estefânia"), e se prolonga até à unidade VIIa ("areolas do Braço de Prata").

Apesar de se encontrar em muitos aspectos desactualizada, fruto essencialmente de estudos recentes de índole micropaleontológica e cronoestratigráfica, aquela classificação continua nos dias de hoje a ser utilizada uma vez que, se não a totalidade pelo menos algumas das diferentes

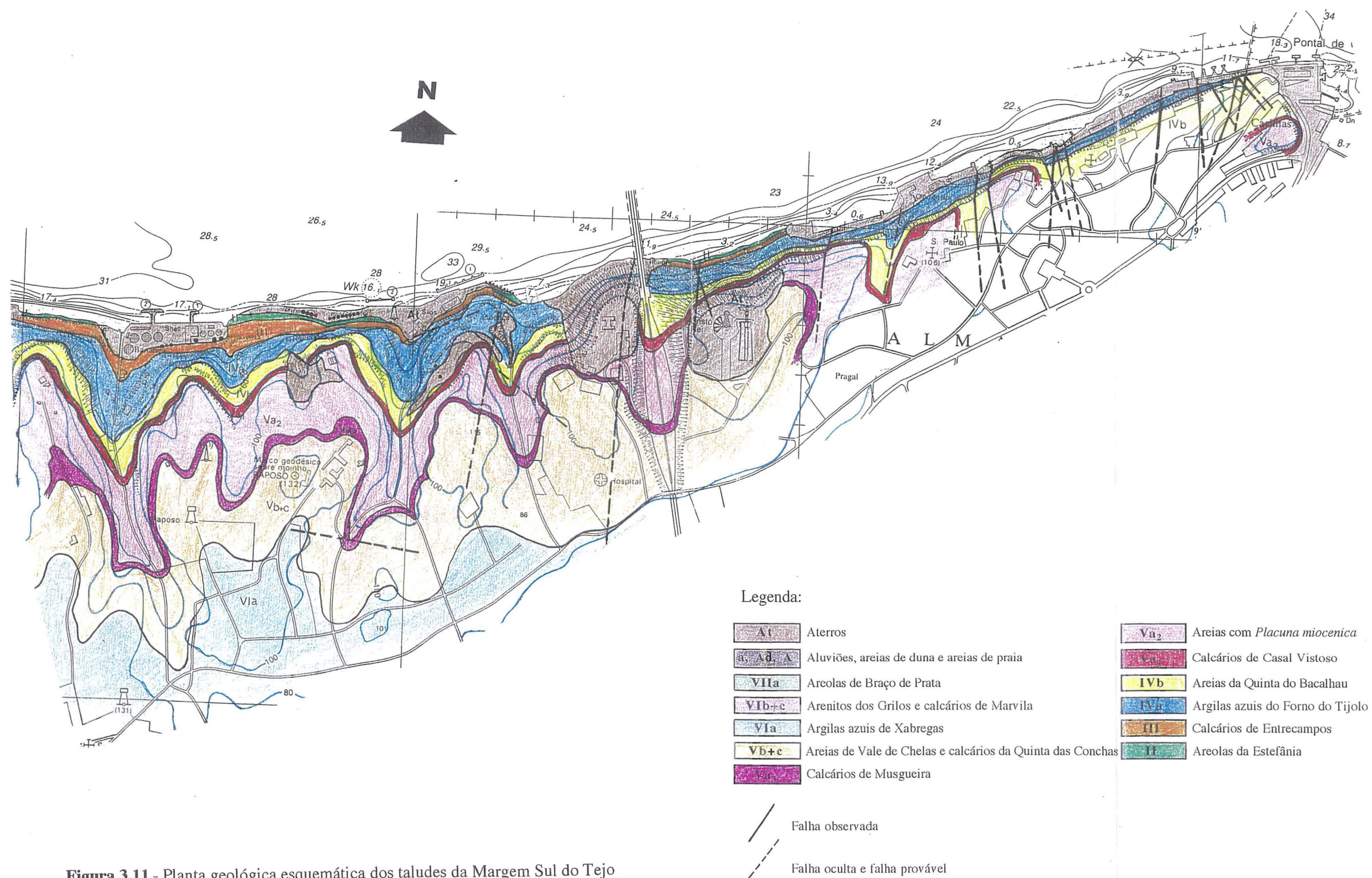


Figura 3.11 - Planta geológica esquemática dos taludes da Margem Sul do Tejo (escala 1:15 000). Base topográfica: Plano Hidrográfico do Porto de Lisboa (1997) Trecho entre Cacilhas e Banática.

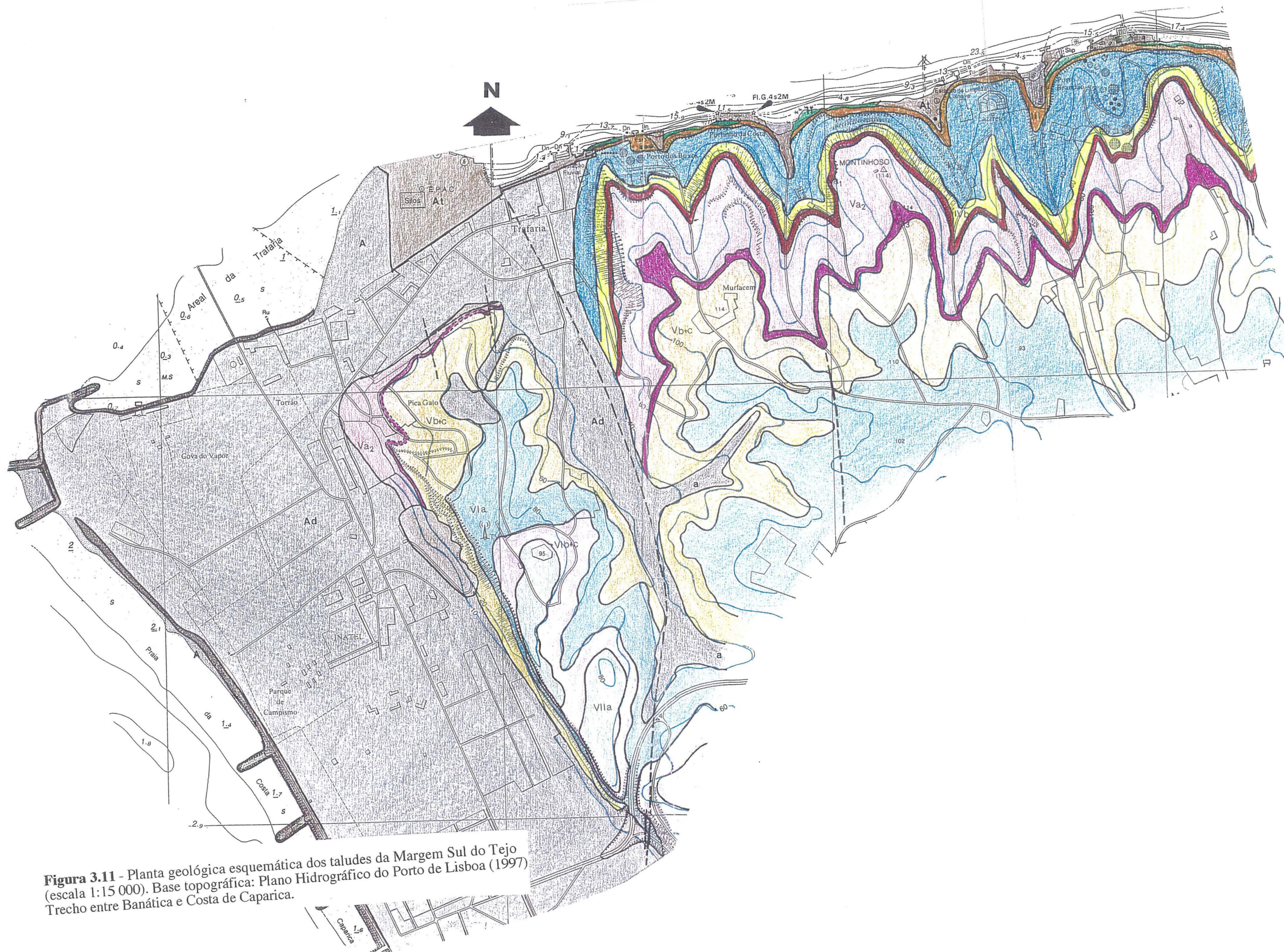


Figura 3.11 - Planta geológica esquemática dos taludes da Margem Sul do Tejo (escala 1:15 000). Base topográfica: Plano Hidrográfico do Porto de Lisboa (1997). Trecho entre Banática e Costa de Caparica.

unidades podem ser, com maior ou menor facilidade, reconhecidas no terreno. Por outro lado, nas denominações criadas por **Cotter (1903-04; 1956)** são referidos os tipos litológicos dominantes em cada unidade (por ex.: "areolas de Estefânia", "argilas azuis de Forno do Tijolo", "calcários da Musgueira", etc.).

Ressalve-se, no entanto, o facto dos termos litológicos incluídos naquelas denominações se basearem em cortes-tipo efectuados em Lisboa, onde o carácter marinho durante todo o Miocénico foi menos acentuado que em certas zonas da margem oposta do rio Tejo (**Antunes *et al.*, 1996**). Para além de diferenças apreciáveis no que diz respeito às espessuras calculadas para a maior parte das unidades, já mencionadas pelos autores dos primórdios do Séc. XX como **Cotter (*op. cit.*)** e **Choffat (1950)**, existe uma variação sensível de litologias nas diferentes unidades de uma margem para outra, o que impõe algumas dificuldades na sua correcta identificação no terreno tendo por base, apenas, o critério litológico. Como mostra a **Fig.3.10**, aquela variação torna-se particularmente notada quando se comparam, dentro de certas unidades, litofácies contemporâneas do mesmo episódio regressivo, passando de um ambiente de deposição, por exemplo, ainda francamente continental representado por areias grosseiras e conglomerados, observado em Lisboa, a um meio mais fluvio-estuarino na região de Almada, caracterizado por materiais mais finos (**Antunes *et al.*, 1996; 1998**).

Esta variação, já mencionada atrás, chega a ser deveras importante. Se se observam grandes semelhanças entre os depósitos da zona desde Cacilhas à ponte 25 de Abril e os das mesmas unidades de Cotter ocorrentes em Lisboa, já o mesmo não se pode dizer em relação aos terrenos mais a oeste, nomeadamente aqueles que, em Lisboa, representam nítidos episódios regressivos. Nomeadamente no extremo ocidental da área em estudo, entre Trafaria e Costa de Caparica, a maior proximidade do mar miocénico justificou ambientes de deposição com um carácter mais marinho e, em consequência, litofácies difíceis de correlacionar com as respectivas unidades definidas na região de Lisboa.

Para a descrição litológica geral das camadas que constituem as diferentes unidades de Cotter, apresentadas mais adiante da mais antiga para a mais moderna, recorreu-se à bibliografia existente sobre a área em estudo tanto a de índole científica, contendo cortes geológicos realizados no campo por diversos autores, como técnica, aproveitando os dados de sondagens contidos em estudos geotécnicos.

Na análise dos elementos obtidos nos relatórios de sondagens foi possível, com os conhecimentos entretanto adquiridos, identificar as diferentes unidades atravessadas (com base na litologia que *grosso modo* ocorre em cada uma, sua localização em relação à margem do rio ou ao topo das colinas, posição relativa face às unidades contíguas, ocorrência de camadas de

referência, espessuras abrangidas, etc.) o que permitiu calcular, em certos casos, as quantidades relativas dos vários tipos litológicos dentro de cada unidade e, por vezes, a sua variação lateral.

Contudo, há que ter sempre presente que, para além da diversidade de critérios pessoais na classificação das amostras, também as descrições litológicas que surgem nos registos das sondagens nem sempre têm por base uma observação macroscópica suficientemente cuidadosa notando-se, por vezes, certa tendência para a simplificação. Por exemplo, sucessões de estratos de granulometria relativamente fina são, por vezes, referenciados como "argilas" quando, muito possivelmente, seria mais correcto distinguir argilas, siltes e, não raro, areias finas micáceas (areolas). A principal razão destas classificações algo erróneas será, para além da sua subjectividade, o facto de, antes de mais, se ter pretendido obter com estas sondagens valores de ensaios *in situ* que possibilitassem a determinação dos parâmetros físicos e mecânicos necessários para cálculo de fundações, estruturas de suporte, etc. Esta tendência para a simplificação parece ser mais evidente nas campanhas mais recentes do que nas mais antigas (anos 50 e 60), sendo algumas destas últimas de sondagens unicamente geológicas. De qualquer modo, em relatórios datados da mesma altura é também possível notar grande variedade de critérios de uma firma sondadora para outra, na descrição litológica dos terrenos.

Outro aspecto muito importante a ter em conta é a dificuldade em identificar correctamente as zonas de passagem de uma unidade para a seguinte utilizando apenas os critérios puramente empíricos acima referidos. Essa dificuldade mantém-se, ainda, no decorrer de estudos muito mais complexos envolvendo análises micropaleontológicas, datações isotópicas, etc., como é admitido por **Antunes *et al.* (1998)**.

Por toda esta ordem de razões, apesar de fornecerem quantidades percentuais das diferentes litologias em grande parte dos casos dentro da ordem de grandeza dos obtidos nas descrições de índole científica, a leitura das percentagens de tipos litológicos em cada unidade de Cotter, obtidas com base nos resultados de campanhas de prospecção, deve ser feita com as devidas reservas.

Em termos de andares miocénicos, o Burdigaliano surge ao longo dos taludes da margem esquerda do Tejo entre Cacilhas e Trafaria, desde o sopé, junto ao rio Tejo até à crista ou próximo desta; o Langhiano e início do Serravaliano conformam o topo das colinas desde a zona do monumento a Cristo-Rei até S. Pedro de Trafaria, já no extremo setentrional da arribafóssil da Costa de Caparica; a partir de S. João de Caparica, dominam os terrenos do Serravaliano e da base do Tortoniano (**Antunes & Pais, 1993**) até à intersecção da arribafóssil pela via rápida IC 20. Para sul deste local, já fora da área em estudo, aqueles terrenos desaparecem rapidamente dando lugar a divisões mais recentes, ainda incluídas no Tortoniano e, mais adiante, no Pliocénico e no Quaternário.

Areolas da Estefânia (Unidade II)

Estes depósitos essencialmente areno-siltosos, micáceos, com algumas intercalações fossilíferas ricas em conchas de ostreídeos, afloram ao longo da margem do rio, no sopé emerso da escarpa, entre Arialva e o forte da Trafaria. Dada a sua posição relativa, apenas as camadas do topo desta unidade podem ser observadas, encontrando-se parcial ou totalmente obliteradas em diversos locais tanto por depósitos de vertente como por plataformas marginais de aterro. Segundo **Antunes (in Pais, 1981)**, as "areolas da Estefânia" eram visíveis na zona de Boca do Vento, cerca de 1 km a este de Arialva, antes da colocação, anos mais tarde, de aterros ao longo da margem, tendo sido possível àquele autor medir, a partir do nível de maré baixa, 10,5 m de bancadas silto-argilosas e leitos fossilíferos de arenitos calcários e calcarenitos, tornando-se o conjunto essencialmente arenoso, fino a grosseiro por vezes com seixos, para a parte superior do afloramento.

Mais a oeste, em Palença de Baixo, um perfil geológico efectuado por **Fonseca (1977)** apenas assinala 4,1 m de estratos observáveis os quais compreendem maioritariamente areias ricas em conchas (ostreídeos) e, em menor quantidade, argilas pouco arenosas.

Continuando para poente, em Porto Brandão, **Zbyszewski (1957; 1963)** descreve um corte onde esta unidade está representada com uma espessura superior a 10 m, medida a partir do nível do rio, de "arenitos argilosos micáceos", "arenitos calcários" e "calcários fossilíferos", amarelo-esbranquiçados, intercalados por algumas "argilas esverdeadas" ou cinzentas. Por fim, refira-se um corte da escarpa sobranceira à praia do Portinho da Costa onde **Antunes et al. (1992)** contabilizam cerca de 15,5 m de assentadas essencialmente arenosas carbonatadas e calcareníticas, muito fossilíferas, ricas em ostras e pectinídeos e, seguindo-se-lhes em importância, algumas camadas silto-argilosas.

Entre a enseada de Portinho da Costa e o forte de Trafaria esta unidade constitui arriba sobre o rio. É, em toda a área em estudo, um dos raros trechos dos taludes onde ainda é possível observar os efeitos directos da acção fluvial sobre o maciço miocénico. Em quase todo o seu comprimento, o rio escavou a base da arriba deixando, um pouco acima do nível médio das águas, uma estreita superfície de abrasão correspondente a estratos mais resistentes, em regra fossilíferos, areníticos ou calcareníticos desta unidade. Superfícies de abrasão emersas com algumas dezenas de metros de largura constituídas por camadas resistentes incluídas nas "areolas da Estefânia" podem ser observadas num ou noutro local ainda não ocupado por aterros marginais como são exemplos as zonas de confluência dos vales de Alfanzina e do Portinho da Costa.

Calcários de Entrecampos (Unidade III)

Sucessão de arenitos e calcarenitos, amarelados a acinzentados, em regra muito fossilíferos, com algumas intercalações arenosas, menos consolidadas, para o topo. Na bibliografia, esta unidade vem muitas vezes designada como "Banco Real". A esse respeito, **Cotter (1956)** refere que, tal como na região de Lisboa, também na margem esquerda do Tejo, entre Arealva e Trafaria, este "conjunto de camadas molássicas, mais ou menos calcárias, de cor amarelada, cinzenta clara ou esbranquiçada, (...) era conhecido de antigos tempos com este mesmo nome pelos exploradores de pedra para construção". Nos cortes observados em Lisboa, aquele autor distingue duas zonas nesta divisão: uma inferior, calcária e fossilífera, correspondendo aos estratos do "Banco Real" propriamente dito, à qual se sobrepõe uma zona essencialmente arenítica, algo carbonatada mas mais branda que a anterior.

Os "calcários de Entrecampos" correspondem ao início de um episódio transgressivo sendo a sua separação relativamente às camadas superiores da unidade subjacente, depositadas em período regressivo, marcada por uma superfície de erosão. A sua inclusão em alguns registos de sondagens efectuadas em Palença de Baixo, Banática e Porto Brandão, mostra que são constituídos essencialmente por calcarenitos e arenitos calcários fossilíferos podendo conter, em muito menores quantidades, intercalações de arenitos argilosos e areolas e, ainda mais raramente, siltes argilo-arenosos.

Afloram ao longo da margem do Tejo entre Arealva e Trafaria, penetrando algumas dezenas de metros para o interior ao longo da base das vertentes de alguns vales transversais mais encaixados (Porto Brandão, Lazareto e Portinho da Costa).

Tal como se referiu no respeitante à unidade precedente, a bancada atribuída a esta unidade por **Antunes (in Pais, 1981)** no "corte do miradouro de Almada" também não é observável na actualidade devido à deposição naquele local, junto à margem, de aterros que se elevam a mais de 10 m acima do nível médio das águas do Tejo. Essa bancada, um molasso muito fossilífero, tinha 1,6 m de espessura. Para oeste deste local, a descrição de outros cortes realizados por diferentes autores conferem aos "calcários de Entrecampos" uma espessura muito variável se bem que sempre superior. Assim, num corte litostratigráfico efectuado por **Antunes et al. (1996)** interessando a encosta sob o Cristo-Rei, assinalam-se cerca de 5 m de espessura para a unidade III. Cerca de mil metros a poente, nos perfis geológicos de Palença de Baixo descritos por **Fonseca (1977)**, é atribuída uma possança de 6 m a 7 m. As observações efectuadas por **Zbyszewski (1957)** revelam uma continuação desta tendência crescente, ultrapassando esta unidade os 13,4 m na zona de Alfanzina. A partir daí aquela tendência parece inverter-se atribuindo o mesmo autor aos "calcários de Entrecampos" 10,8 m em Porto Brandão e mais de

7,2 m no Portinho da Costa. Para este último local, **Antunes *et al.* (1992)** apresentam um outro perfil onde se atribui às camadas desta unidade uma espessura total entre 9 a 10 metros.

Num dos cortes realizados por **Fonseca (1977)** a percentagem da fracção mais carbonatada dos terrenos atribuídos a esta unidade ("calcarenitos fossilíferos", "areias calcárias" e "margas arenosas") é de 48,6 %. Numa campanha de sondagens realizada no mesmo local (**Construções Técnicas, 1982**), a mesma fracção, descrita como "calcários margosos fossilíferos" e "arenitos calcários fossilíferos", é um pouco mais importante (65,3 %, correspondendo os restantes 34,7 % a "arenitos argilosos" e a "siltes argilo-arenosos") mas, de qualquer modo, sempre muito longe das percentagens atingidas pelas formações de forte componente carbonatada contabilizadas nos cortes descritos por **Zbyszewski (1957)** na escarpa de Alfanzina, em Porto Brandão e no Portinho da Costa, bem como em diversas campanhas de sondagens efectuadas nas zonas da Banática e de Porto Brandão. Nestes locais, todos a oeste de Palença de Baixo, a componente calcária ou areno-calcária ultrapassa os 80 % nas camadas que compõem a unidade III chegando, em alguns casos, aos 100%.

Argilas azuis do Forno do Tijolo (Unidade IVa)

Nos cortes geológicos realizados por **Fonseca (1977)** em Palença de Baixo esta unidade, originalmente denominada de "argilas azuis do Areeiro" por **Cotter (1903-04; 1956)**, é constituída por argilas siltosas e siltes argilosos, de cor predominantemente cinzento-azulada, por vezes com alguma componente arenosa, dispostas em bancadas métricas que chegam a atingir 9 m de possança, alternando com leitos decimétricos de calcarenitos quase sempre muito fossilíferos. A preponderância das argilas e siltes sobre os calcarenitos e arenitos calcários mantém-se para oeste deste local tal como é revelado tanto pela simples observação de campo como ainda por numerosas campanhas de sondagens realizadas ao longo dos taludes fronteiros ao Tejo. Contudo, num curto trecho localizado no sector oriental das escarpas, entre Boca do Vento e Fonte da Pipa, aquela preponderância inverte-se. De facto, o corte efectuado naquele local por **Antunes (in Pais, 1981)** indica que a componente carbonatada é francamente mais importante, ocorrendo bancadas muito espessas de biocalcarenitos finos amarelados, a maior das quais atinge 7 m de possança, alternando com camadas argilo-siltosas micáceas, cinzento-azuladas, a mais espessa das quais não ultrapassa 3,6 m.

A unidade IVa ocorre ao longo dos taludes da margem sul do Tejo desde Ginjal até Trafaria. A denominação, que corresponde à do local onde as suas argilas eram exploradas para a indústria cerâmica, tem aqui a sua origem, um pouco a nascente de Palença de Baixo.

De um extremo ao outro das colinas de Almada, a espessura da unidade IVa sofre alterações importantes: inicialmente, de pouco menos de 23 m na zona de Boca do Vento (**Antunes, *op. cit.***) a cerca de 35 m na colina do monumento a Cristo-Rei (**Antunes *et al.*, 1996**). Em Palença de Baixo diminui para pouco mais de 27 m, como se deduz dos cortes efectuados por **Fonseca (1977)**. Para oeste deste último local até à vila de Trafaria, a espessura das argilas azuis do Forno do Tijolo ronda os 40 m.

Esta unidade, representando o máximo da transgressão iniciada com os "calcários de Entrecampos" (**Antunes *et al.*, 1992; 1996**) foi, desde Palença de Baixo até Porto de Buxos, atravessada por diversas sondagens (incluem-se pelo menos os resultados de 16 campanhas de sondagens geotécnicas) a partir das quais, foi possível contabilizar 70-100 % de argilas siltosas e siltes argilosos ou argilo-arenosos, 0,2-12,5 % de areolas e areias finas argilosas e 0,5-7,6 % de calcários, calcarenitos e arenitos calcários quase sempre muito fossilíferos. Na descrição de **Fonseca (*op. cit.*)**, efectuada em Palença de Baixo, contabilizam-se 81 % de argilas por vezes arenosas, 5,9 % de "areias pouco argilosas" e 13,1 % de estratos decimétricos de "calcários arenosos" ou fossilíferos e "margas fossilíferas".

A extensa área de taludes em que as "argilas azuis do Forno do Tijolo" afloram, aliada às suas variações laterais de fácies, mais grosseiras e carbonatadas entre Cacilhas e Arealva, e mais finas, argilo-siltosas, para oeste da Ponte condicionou, em grande parte, a diferenciação que se observa no perfil transversal destes taludes de um para outro dos trechos referidos. De facto, enquanto que no primeiro a escarpa é abrupta, pelo menos a partir dos depósitos de vertente que a recobrem até grande altura, no segundo trecho referido o seu perfil, frequentemente interrompido por vales bem escavados, é francamente mais suave, em degraus sucessivos, obrigando a um importante recuo da crista em relação ao sopé.

Areias da Quinta do Bacalhau (Unidade IVb)

Sucessão, em regra muito detrítica, de areias finas a grosseiras típicas de ambiente de deposição estuarino (**Antunes *et al.*, 1996**), com numerosas intercalações lumachélicas cujas conchas, sobretudo de ostreídeos (*Gryphaea gryphoides*), estão ligadas por uma matriz argilo-arenosa, onde abundam areias quartzosas muito grosseiras. Estas bancadas fossilíferas, quando afloram em escarpa, formam consolas muito pronunciadas de aspecto irregular e cavernoso (Boca do Vento, Fonte da Pipa, Olho de Boi). As areias têm cor amarelada, por vezes viva, que facilita a individualização desta unidade em relação às argilas da unidade IVa. Ocorrem também alguns calcarenitos, em regra fossilíferos, de espessura decimétrica a métrica. Estes foram, em tempos, explorados para pedra de construção numa antiga pedreira localizada algures entre o Castelo de Almada e Cacilhas (**Barros *et al.*, 1993**).

No local de Forno do Tijolo, um pouco a nascente de Palença de Baixo, **Cotter (1903-04)** mediu 9 m a 10 metros de areias e arenitos, finos a grosseiros, por vezes muito ricos em valvas de ostras. Esta espessura, muito reduzida se comparada com a mesma da unidade IVb em Lisboa (cerca de 35 m) foi, durante décadas, considerada a dimensão padrão das "areias da Quinta do Bacalhau" a sul do Tejo, tendo sido confirmada ou aceite por autores contemporâneos e posteriores como **Choffat (1950)**, **Boucart & Zbyszewski (1940)** e **Zbyszewski (1957; 1963)**.

Sondagens e estudos entretanto efectuados em vários locais da Margem esquerda do Tejo levaram a concluir que esta divisão de Cotter, que se prolonga desde Cacilhas até Trafaria, seria mais espessa, variando entre cerca de 17 m e 18 m, respectivamente em Boca do Vento (**Antunes in Pais, 1981**) e Palença de Baixo (**Fonseca, 1977**) e um máximo de 30 m nas proximidades do monumento a Cristo-Rei (**Antunes et al., 1996**). De Palença de Baixo para poente, observam-se variações de espessura dentro dos limites referidos.

Para oeste da Ponte, a unidade IVb passa a ter uma composição geral mais fina, com numerosas intercalações silto-argilosas. Aí, torna-se muito difícil observá-la no seu todo uma vez que, para além de se confundir com as argilas da unidade subjacente, se encontra em grande parte colmatada pelos depósitos de vertente provindos do desmantelamento progressivo dos terrenos que se lhe sobrepõem.

Com base nas descrições litológicas das poucas sondagens que a atravessaram, as "areias da Quinta do Bacalhau" parecem sofrer uma profunda variação lateral de fácies de este para oeste, aparentando nesse sentido uma drástica redução da componente arenosa e areno-carbonatada e concomitante incremento da fracção argilo-siltosa. Este facto foi confirmado por diversas observações de campo realizadas no âmbito do presente estudo.

Separando as camadas de materiais mais finos como argilas, siltes e areolas (A) dos mais grosseiros e/ou de cimento essencialmente carbonatado como areias e arenitos calcários, calcarenitos e estratos muito fossilíferos (B), obtem-se, de este para oeste, a seguinte evolução das respectivas quantidades:

LOCAL (campanhas de sondagens de este para oeste)	A	B
Ginjal (Teixeira Duarte, 1963)	41,5%	58,5%
Cristo-Rei (sondagem S.141 <i>in Pais, 1981</i>)	54,3%	45,7%
Vale de Palença de Baixo (Fonseca, 1977)	74,2%	25,8%
Vertente poente do Vale de Alfanzina (Construções Técnicas, 1984)	76,4%	23,6%
Vertente poente do vale da Banática (Construções Técnicas, 1991)	93,3%	6,7%

Calcários de Casal Vistoso (Unidade Va₁)

Este conjunto de camadas areníticas a calcareníticas por vezes ricas em conchas, de aspecto maciço, ocorre de forma mais ou menos contínua desde o Olho de Boi, onde constitui a crista da escarpa sobre a qual se encontram o Cemitério de Almada e o mirante do Seminário de S. Paulo, até Trafaria. Ao longo da continuação da escarpa para nascente do Cemitério de Almada, aflora em pequenos trechos até Cacilhas sendo muito difícil a sua observação directa para lá da crista, dada a ocupação urbana que aí se verifica.

Nas zonas de Almada (**Antunes in Pais, 1981**) e de Palença de Baixo (**Fonseca, 1977**), as espessuras desta unidade depositada em meio marinho pouco profundo durante um curto episódio transgressivo, são estimadas em 3 m e 3,6 m, respectivamente. Entre estes dois locais, no talude sob o monumento a Cristo-Rei, **Antunes et al. (1996)** avaliaram cerca de 5 m de espessura de arenitos ricos em moldes de moluscos. A partir de Palença, devido a uma alteração geral do perfil das escarpas e, provavelmente, a um aumento na sua possança (na Banática avalia-se em mais de 7 m), conforma um "degrau" saliente, muito contínuo, sobre os trechos de taludes sobranceiros ao rio e ao longo dos vales transversais. Este aspecto morfológico atenua-se sensivelmente a partir de Quinta dos Buxos, onde surge com 4 m de espessura, tornando-se a sua presença morfológica menos evidente ao longo da vertente este do vale de Trafaria, onde se encontra parcialmente colmatado por depósitos de vertente.

Areias com *Placuna miocenica* (Unidade Va₂)

Esta unidade, correspondente a novo episódio regressivo, aflora junto a Cacilhas onde constitui o topo aplanado de uma pequena colina fronteira aos antigos estaleiros Perry & Son e inicia a vertente menos inclinada da costeira até à zona de Arialva, um pouco a este do monumento a Cristo-Rei. Aí, surge pela primeira vez sob a crista do talude marginal. Prossegue para oeste sobrejacente ao "degrau" da unidade Va₁ inflectindo, para sul de Trafaria, ao longo da vertente nascente do respectivo vale. Na vertente oposta desta depressão encontra-se intensamente colmatada pelos aterros e construções de Abas da Raposeira, sendo melhor observada na frente de escarpa imediatamente a poente desta localidade.

A espessura total aumenta, em regra, de este para oeste. Assim, no corte do Cristo-Rei efectuado por **Antunes et al. (1996)**, aquela é avaliada em cerca de 21 m e num corte realizado um pouco mais a oeste, junto à Praça da Portagem, **Almeida (1973)** contabilizou cerca de 26 m, passando a ser de 35 m a 40 m a partir de Fonte Santa até Trafaria.

Quanto à composição geral das camadas, os poucos elementos existentes na bibliografia não são coincidentes. Uma dezena de sondagens da campanha de prospecção mandada realizar para o ex-

-Fundo de Fomento da Habitação na zona entre o Monte de Caparica e a auto-estrada do Sul (**Teixeira Duarte, 1973**) atravessaram parcialmente esta unidade tendo-se obtido a seguinte relação entre os principais tipos litológicos:

- 59 % de argilas e siltes;
- 36 % de areolas e areias finas;
- 5 % de calcários conquíferos em geral brandos.

Tendo em conta a localização das sondagens, a inclusão destes terrenos na unidade Va₂ não parece oferecer dúvidas pelo facto de sobre eles assentar a espessa bancada calcária fossilífera da unidade Va₃ cujo andamento no terreno, em toda a área interessada por aquela campanha, é bem conhecido.

Agrupando as sondagens mais próximas entre si, verifica-se que existe uma tendência para que este complexo se torne, de este para oeste, progressivamente menos argilo-siltoso enquanto que as fracções arenosa e carbonatada aumentam de importância. Esse agrupamento é feito como se segue:

Grupo (1) Quatro sondagens próximo do bairro do Matadouro, na zona de cabeceira do vale da Arrábida (54,4 m de terrenos desta unidade atravessados e a uma distância média de 500 m para oeste da Praça da Portagem);

Grupo (2) Três sondagens alinhadas um pouco a Este do ramal nascente da estrada de acesso à firma Tagol (32 m de terrenos desta unidade atravessados e a cerca de 750 m para oeste da Praça da Portagem);

Grupo (3) Três sondagens alinhadas ao longo do ramal poente da estrada de acesso à firma Tagol (21 m de terrenos atravessados e a cerca de 1 200 m para oeste da Praça da Portagem).

Estes três grupos de sondagens forneceram as seguintes quantidades percentuais dos diferentes conjuntos de fácies litológicas:

GRUPO	Argilas e Siltes	Areolas e Areias finas	Calcários e Calcarenitos
(1)	79 %	21 %	0 %
(2)	39 %	47 %	14 %
(3)	29 %	52 %	19 %

A existir, esta tendência deverá confinar-se a pouco mais que a zona interessada por aquela prospecção. Próximo de Trafaria, a oeste da localidade de Murfacém, numa campanha de catorze sondagens que atravessaram cerca de 109 m de terrenos pertencentes a esta unidade (**SEG, 1996**), obtiveram-se 83,6 % de argilas e siltes e 16,4 % de calcários. Na base da arriba fóssil em S. João de Caparica, ocorrem terrenos de composição análoga às descrições macroscópicas

incluídas naquele relatório, constituídos maioritariamente por siltes argilosos por vezes francamente margosos e com abundantes concentrações de restos de conchas. Segundo **Legoinha** (comunicação pessoal, 1998) as associações de microfaunas analisadas em amostras com origem nesse local colocam, com forte grau de probabilidade, os referidos terrenos na unidade em referência.

Calcários da Musgueira (Unidade Va₃)

É constituída essencialmente por calcários conquíferos compactos ou arenitos e calcarenitos extremamente fossilíferos, com espessura oscilando entre 2 m e 6 m. A sua base é marcada por uma descontinuidade correspondente ao início de nova transgressão.

O afloramento que foi possível observar mais a nascente contorna, pelo lado do rio, a crista do talude do monumento a Cristo-Rei, estendendo-se de forma sinuosa para oeste até à zona de Murfacém, conformando um pequeno "degrau" superior. A partir daquela última localidade acompanha a vertente oriental do vale de Trafaria, ao longo da qual só num ou noutro ponto é observável.

Para oeste do vale de Trafaria, ao longo da escarpa de Abas da Raposeira, surge um espesso banco biocalcarenítico em grande parte coberto por aterros e depósitos de vertente e cuja datação se tem mantido problemática. Na opinião de **Pais** (comunicação pessoal, 1998), se bem que estudos de datação realizados sobre os terrenos aflorantes naquele local não tenham sido ainda concluídos, aquela bancada poderá ser atribuída, provavelmente, a esta unidade. A realização de cortes geológicos em plantas topográficas da zona, utilizando como referência a posição de outras unidades sobre as quais não existem muitas dúvidas, parece confirmá-lo.

Areias do Vale de Chelas e Calcários da Quinta das Conchas (Respectivamente Unidades Vb e Vc)

No que diz respeito aos taludes sobranceiros ao Tejo, ambas as unidades em referência conformam o topo aplanado das colinas de Almada, nomeadamente a partir da zona do monumento a Cristo Rei. Na arriba fóssil, constituem grande parte da escarpa num curto sector em S. João de Caparica e, a partir deste local, afloram até aproximadamente meia encosta diminuindo progressivamente de cota para sul, parcialmente colmatadas por depósitos de vertente pouco espessos.

Estas duas unidades foram atravessados por campanhas de prospecção realizadas no topo e vertente meridional da costeira de Almada, entre Monte de Caparica e a auto-estrada do Sul.

Numa campanha realizada para o ex-Fundo de Fomento da Habitação (**Teixeira Duarte, 1973**), surgem em 35 de um total de 50 sondagens efectuadas. Contudo, as descrições contidas nos registos dessas sondagens não permitem definir com um mínimo de segurança os estratos superiores da unidade Vc.

Uma segunda campanha (**Construções Técnicas, 1975**) constituída apenas por cinco sondagens muito próximas entre si e localizadas numa zona culminante dos taludes aproximadamente às cotas (118.00) a (121.00), deverá ter interessado apenas a unidade Vc, tendo sido possível contabilizar 13 % de siltes argilosos e 87 % de "areolas margosas, arenitos margosos, margas e arenitos margosos fossilíferos".

Segundo **Cotter (1903-04)**, a unidade Vb apresenta 16 m a 18 m de espessura em Cacilhas, diminuindo progressivamente para oeste. **Zbyszewski (1963)** confirma estes números referindo também que, na zona de Trafaria, se encontra já mal representada. **Antunes et al. (1996)**, no entanto, calcularam em pelo menos 16 m o somatório das espessuras de camadas atribuídas a esta unidade observadas no local de Quinta das Rosas (Monte de Caparica).

Quanto à unidade Vc, aflora em alguns dos pontos culminantes das colinas de Almada de que são exemplos o local da campanha de prospecção acima referida (zona do novo reservatório de água do Monte de Caparica), o local do vértice geodésico do Raposo, que é o ponto de maior cota da região e, portanto, de toda a área em estudo (125.00), e a povoação de Murfacém. Na bibliografia, a única menção à espessura que esta unidade atinge a sul do Tejo vem referida em **Antunes et al. (op. cit.)** que indicam, no corte da Quinta das Rosas, cerca de 10 m de estratos de arenitos alternando com camadas de argilitos.

Os cerca de 26 m contabilizados por aqueles autores para as duas unidades em referência não abrangem a sua totalidade uma vez que não foi possível observar nem a base da unidade Vb nem o tecto da Vc. Mais a poente, na localidade de Ribeiro, ambas as unidades se encontram bem expostas numa sucessão de pequenas escarpas em degraus sendo possível contabilizar cerca de 30 metros de camadas atribuíveis às mesmas.

Para **Antunes et al. (1998)**, a unidade Vb, constituída por margas arenosas com delgadas intercalações de arenitos fossilíferos e areias, depositados em ambiente infralitoral, representa, na região em estudo, o final do Burdigaliano e o início do Langhiano. Este termina com as camadas da base da unidade seguinte (Vc), a qual já pertencerá ao Serravaliano. Com a divisão Vc, inicia-se novo episódio transgressivo que atinge o seu máximo durante a deposição das camadas da unidade VIa, contemporânea, também, daquele andar miocénico.

Argilas azuis de Xabregas (Unidade VIa)

Esta unidade é constituída por diversas bancadas argilo-siltosas, piritosas, de coloração cinzento-azulada, alternando com leitos areníticos ricos em fósseis. **Antunes *et al.* (1992)** referindo-se ao seu afloramento na arriba fóssil, descrevem-no como um conjunto de sequências cada uma apresentando granulometria mais grosseira na base decrescendo aquela para o topo, de composição essencialmente argilo-siltosa. Os limites entre cada sequência são marcados por uma superfície de erosão.

As "argilas azuis de Xabregas" afloram ao longo da arriba fóssil desde as proximidades dos tanques de combustível da OTAN, em S. João de Caparica, até um pouco a sul da via rápida IC 20, já para além da zona em estudo. Aí, por controlo tectónico, adquirem maior inclinação, mergulhando rapidamente e dando lugar, na escarpa, às assentadas das unidades mais recentes. O seu limite inferior é, em quase todo este trajecto, muito difícil de seguir uma vez que, para a parte inferior da escarpa, os depósitos de vertente mascaram, quase que por completo, o terreno *in situ*.

Duas pequenas campanhas de prospecção geotécnica efectuadas no interior do *campus* da FCT/UNL (**CEGSA, 1991a; 1991b**) atravessaram terrenos pertencentes a esta unidade, tendo sido possível calcular as respectivas percentagens das diferentes litologias:

Litologia	Campanha	CEGSA, 1991a (4 sondagens)	CEGSA, 1991b (3 sondagens)
Argilas siltosas		25%	8%
Siltes argilosos		42%	55%
Areolas e areias finas		32%	37%
Arenitos calcários e calcários ricos em conchas		1%	0,4%

Através destes resultados admite-se que, pelo menos naquele local, os terrenos essencialmente finos (siltes e argilas) abrangem cerca de 63 % a 67 % da unidade das "argilas azuis de Xabregas" estando as "areolas" e as "areias finas" a cerca de metade daquele valor. Os "arenitos calcários" e "calcários" são relativamente pouco frequentes, ou constituem intercalações muito delgadas, não ultrapassando 1 % do total da unidade atravessada.

Nos taludes de escavação do trecho final da via rápida IC 20, **Jonet (1972-73)** realizou diversos cortes litostratigráficos um dos quais, interessando 13,7 m de camadas por ele atribuídas à unidade VIa, revelou proporções não muito afastadas das deduzidas a partir daquelas sondagens: 60 % de "argilas arenosas", 35 % de "areias argilosas" e 5 % de "arenitos rijos", em regra fossilíferos, e raros nívéis de "calcários".

A espessura total das "argilas azuis de Xabregas" ronda, na zona da Costa de Caparica, os 15 m (Zbyszewski, 1963; Jonet, *op. cit.*).

Grés de Grilos e Calcário de Marvila
(Respectivamente Unidades VIb e VIc)

Estas duas unidades coroam a Arriba Fóssil da Costa de Caparica desde a zona dos depósitos de combustível da OTAN até um pouco a sul da via rápida, na escarpa dos Capuchos, onde desaparecem logo a seguir às "argilas azuis de Xabregas". Frente à vila de Costa de Caparica, na zona onde o IC 20 intercepta a arriba, a sua espessura total atinge cerca de 12 m, sendo de cerca de 8 m a unidade VIb e de pouco menos de 4 m a unidade VIc (Jonet, 1972-73).

Litologicamente, a unidade VIb é constituída, segundo Cotter (1903-04) e Zbyszewski (1963), por estratos areníticos de grão fino a médio, argilosos ou calcários. Jonet (*op. cit.*), nos cortes executados ao longo da trincheira da via rápida próximo de Costa de Caparica, refere areias argilosas finas e arenitos por vezes muito consolidados. Ainda o mesmo autor realça o facto de essas "areias amarelo-ocres", ao longo da arriba fóssil, dos taludes da via rápida e sobre a estrada que partindo desta se dirige aos Capuchos, penetrarem ligeira e irregularmente nas "argilas cinzento-azuladas" subjacentes (Jonet, 1984). A sua coloração permite distinguir de longe o limite entre as camadas inferiores dos "grés de Grilos" e o topo das "argilas azuis de Xabregas", mas dificulta uma separação, mesmo a curta distância, entre aqueles e as camadas sobrejacentes da unidade VIc.

No corte da via rápida mais próximo da arriba fóssil, Jonet (1972-73) identificou como sendo a unidade dos "calcários de Marvila" um banco de arenito muito fossilífero, rico em moldes de conchas e grandes exemplares de ostreídeos que, apesar de fortemente alterado, se apresenta em evidência sobre a unidade VIb, mais friável. Esse banco é observável na parede superior da escarpa pelo menos desde a via rápida até cerca de 500 m para norte onde, numa pequena extensão de alguns metros, conforma a crista. Mais para este, noutro corte junto ao IC 20, o mesmo autor atribui à unidade VIc um "molasso calcário" muito rico em moldes de conchas, formando consola sobre as camadas arenosas mais brandas subjacentes.

Areolas de Braço de Prata (Unidade VIIa)

A unidade mais moderna definida por Cotter (1903-04; 1956) ocorrendo a sul da actual via rápida (IC 20) é constituída por areias finas siltosas e micáceas amareladas (areolas) com delgadas intercalações areníticas consolidadas. Observa-se no trecho superior da arriba fóssil, desde a zona de Alpenas até próximo daquela rodovia, formando um relevo ondulado e suave, talhado pelas

cabeceiras de algumas linhas de água afluentes da vala da Enxurrada. Segundo Pais (comunicação pessoal, 1998), é provavelmente dentro desta unidade que ocorre a passagem do Serravaliano para o Tortonian.

Com tonalidades praticamente idênticas, entre o amarelo esbranquiçado e o ocre, estes terrenos confundem-se com os das unidades atrás descritas. Mesmo observados de perto na parede vertical do espesso banco que se sobrepõe às argilas azuis da unidade VIa, é extremamente difícil distingui-los, sendo possível adivinhar a zona pertencente às "areolas do Braço de Prata" pela sua quase total homogeneidade em termos de resposta à acção dos agentes erosivos. Aí, não existem praticamente níveis salientes ao contrário das zonas inferiores onde estes ocorrem quase sempre associados a estratos fossilíferos. Assim, em toda a Arriba Fóssil de Costa de Caparica, o principal critério susceptível de permitir separar a unidade VIIa das subjacentes, VIb e VIc, é o da variação da rugosidade que a parte superior do talude, constituída por estas três unidades, apresenta.

Jonet (1972-73), nos cortes que realizou junto à via rápida, incluiu nesta unidade areias mais ou menos compactas por vezes muito ricas em óxidos de ferro, de cor amarela ou amarelo-acastanhada e raros leitos de arenitos, por vezes ferruginosos. Uma pequena campanha de prospecção efectuada cerca de um quilómetro a nascente, no *campus* da FCT/UNL (CEGSA, 1991c), forneceu as seguintes percentagens de terrenos atribuíveis às "areolas do Braço de Prata": 69 % de areolas e 31% de areias.

3.2.1.2 - Recente

Areias de Praia e de Duna

Estes materiais móveis apenas começam a ter alguma expressão a partir do forte de Trafaria para oeste e para sul.

As areias de praia prolongam-se até Cova do Vapor e são apenas interrompidas pelos aterros onde se implantaram os silos da EPAC. Inflectem depois para sudeste e seguidamente passam a formar, ao longo de cerca de 30 km até às proximidades do Cabo Espichel, o conhecido perfil côncavo do litoral ocidental da Península de Setúbal.

No que toca às praias situadas no extremo poente da margem sul do "corredor" do Tejo, formando um cotovelo apertado na zona de Cova do Vapor, a sua posição na foz do rio torna-as extremamente vulneráveis às acções dos ventos, correntes, ondulação e marés, às quais se soma uma profunda intervenção antrópica traduzida na construção de molhes para retenção das

areias de praia, esporões para defesa do interior contra o efeito das marés e grandes aterros para instalação de silos e estruturas portuárias. Estes aspectos foram analisados por diversos autores, destacando-se os trabalhos de **Freire (1989)** para a faixa litoral entre Trafaria e Adiça e de **Chaves *et al.* (1994)**, para a margem sul do estuário.

Na zona fronteira a Lisboa, a nascente de Trafaria, apenas subsistem pequenas acumulações de areias de praia. As mais importantes encontram-se sob a escarpa de Boca do Vento (praia das Lavadeiras), entre a Quinta de Arialva e a Ponte 25 de Abril e na desembocadura dos vales de Arrábida, Porto Brandão e Portinho da Costa.

Quanto às areias eólicas, cobrem vastas extensões para oeste de Trafaria, galgando mesmo o sopé da escarpa até à estrada que serve o casario de Abas da Raposeira. Frente ao Oceano, constituem praticamente toda a planície litoral que se desenvolve entre este e o sopé da arriba fóssil. De notar que, hoje em dia, só muito localmente se observam nesta região formas típicas da morfologia dunar pela simples razão de que esta tem vindo a ser sucessivamente destruída, inicialmente por uma agricultura intensiva e, mais recentemente, pelo avanço da urbanização.

Uma terceira zona dunar de relativa importância inicia-se a norte de Trafaria e cobre parcialmente a vertente ocidental do vale de Trafaria, desde esta vila até próximo de Brielas, um pouco a norte da via rápida IC 20. Esta acumulação de areias eólicas ultrapassa, por vezes, 6 m de espessura.

Por fim, refira-se a ocorrência de pequenos depósitos dispersos ao longo de um valeiro que sulca o maciço miocénico desde o vale de Trafaria até ao topo aplanado da colina, na zona de Raposeira. Neste último local, as areias de duna, transportadas provavelmente pelos ventos dominantes de norte e noroeste (**Freire, 1989**), chegam a ter alguns metros de espessura tendo sido, inclusivamente, aproveitadas para a instalação de fortins de defesa costeira (baterias da Raposeira e da Vigia).

Depósitos de Vertente

Em diversos locais, os terrenos miocénicos encontram-se encobertos, de modo descontínuo, por acumulações de terrenos deslocados devido aos diversos fenómenos de desagregação das escarpas. Tais fenómenos tanto podem corresponder a erosão, ravinosa ou diferencial, como a movimentos de terrenos (desmoronamentos, escorregamentos ou fluimentos) interessando secções mais ou menos importantes das encostas.

Nos trechos de declive mais acentuado, os depósitos de vertente colmatam o sopé das escarpas e as suas paredes até alturas por vezes consideráveis. Nas zonas de declive mais suave,

nomeadamente ao longo dos vales adjacentes (Alfanzina, Banática, Porto Brandão, Portinho da Costa) cobrem amplas extensões de terreno *in situ* sem, no entanto, atingirem as espessuras observadas sob as escarpas marginais.

Os depósitos de vertente atingem maiores volumes nas encostas sobranceiras ao rio, nomeadamente ao longo do sopé da escarpa entre Olho de Boi e Arialva, cobrindo as suas paredes desde as plataformas marginais de aterro até às cotas (40.00) a (45.00). Surgem também com alguma importância no Ginjal, onde atingem 15 m de espessura, na encosta do Lazareto e em grande parte do talude sobranceiro à vila de Trafaria. Este último, de direcção sub-meridiana, encontra-se recoberto em quase toda a sua extensão, aflorando raramente os terrenos *in situ* subjacentes sob a forma de pequenas escarpas de material mais resistente, arenítico ou calcarenítico. Mais a poente, acumulam-se no sopé da Arriba Fóssil da Costa de Caparica terrenos deslocados arenosos ou siltosos, com abundantes blocos de dimensão métrica provenientes de alguns desmoronamentos recentes.

Algumas campanhas de prospecção realizadas na vertente sobranceira aos cais da Shell, a este da Banática e da encosta do Lazareto, entre o vale do mesmo nome e o de Porto Brandão, revelaram espessuras de depósitos soltos superiores a 3 m.

Quanto aos vales que intersectam os taludes da margem sul do Tejo, apresentam grandes extensões onde os depósitos de cobertura são inferiores a 2 m, principalmente nas zonas de transição das encostas de vale para as escarpas sobre o rio como são os casos das vertentes ocidentais dos vales da Banática (em média 1,3 m) e de Porto Brandão (em média 0,6 m). Um pouco mais para montante, as espessuras de terrenos deslocados aumentam sensivelmente atingindo possanças da ordem dos 3,5 m (vales de Porto Brandão e da Banática) e 4 m (vale da Petrogal). No vale do Lazareto, os depósitos de vertente ultrapassam por vezes os 7 m e, mais a poente, no pequeno vale da Esso, onde antes da instalação desta empresa se observavam evidências de antigos escorregamentos, as sondagens revelaram terrenos soltos com uma média de 4,5 m de espessura.

Para sul da zona de cumeadas dos taludes sobranceiros ao Tejo a topografia passa a ser muito mais suave, com algumas zonas relativamente planas, seguindo-se um progressivo abaixamento das cotas na direcção da via rápida Almada-Costa de Caparica (IC 20). Em toda esta área, os depósitos de vertente só muito raramente ultrapassam um metro de espessura. De um total de 79 sondagens executadas entre o *campus* da FCT/UNL e a auto-estrada do Sul, na zona do Pragal, apenas 14 % atravessaram mais de um metro de terrenos soltos (máximo detectado: 3 m) e os restantes 86 % um metro ou menos desses terrenos. De realçar que, dado tratar-se de uma área em regra relativamente pouco declivosa, por vezes com importantes trechos sub-horizontais, grande parte daqueles materiais superficiais não corresponderá propriamente a depósitos de

vertente mas sim a eluviões, fruto da meteorização das camadas miocénicas mais expostas à acção dos agentes atmosféricos sem que tenha havido qualquer transporte ao longo da vertente e posterior deposição a uma cota inferior. Por tal razão, nos registos das referidas sondagens, vêem normalmente designados como "terrenos de cobertura" ou "terra vegetal".

As fracas características resistentes destes materiais soltos, aliadas a uma elevada permeabilidade às águas que escorrem pelas encostas durante as chuvas, condicionam fortemente a sua estabilidade. A maior parte dos escorregamentos relativamente superficiais registados na área em estudo durante os anos 60 (Ginjal, Banática, Porto Brandão e Lazareto) e, mais recentemente, nas zonas de Murfacém e de Trafaria, interessaram apenas as zonas mais superficiais das vertentes, essencialmente constituídas por terrenos deslocados.

Aterros

Ao longo da faixa marginal dos taludes da margem sul do Tejo, tem-se verificado a construção de aterros com a finalidade de ganhar terrenos ao rio para a instalação de cais portuários, estaleiros navais ou outros tipos de infra-estruturas.

Aterros de outro tipo resultaram de simples vazamento, quer de terrenos escavados durante a realização de obras nas proximidades, quer de materiais rejeitados das extracções de argila em tempos efectuadas na área. Estes são constituídos, em regra, por materiais miocénicos de matriz essencialmente silto-argilosa a silto-arenosa na qual se misturam blocos de diversas dimensões de calcários fossilíferos, calcarenitos, arenitos, conchas e moldes de conchas. Por esse facto, estas acumulações confundem-se muito com os depósitos de vertente, fruto da evolução natural dos taludes. Neste último caso, incluem-se os aterros lançados a partir das zonas de crista e constituídos por materiais escavados aquando da aplanagem do topo da colina do monumento a Cristo-Rei, os enormes volumes de terras resultantes da construção do acesso sul à Ponte 25 de Abril, retirados da Praça da Portagem e do trecho do túnel ferroviário então escavado (cerca de 2,7 milhões de metros cúbicos, segundo LNEC, 1976) e os materiais rejeitados das antigas cerâmicas de Palença de Baixo e Forno do Tijolo. Se na colina do Cristo-Rei esses materiais cobrem apenas o trecho superior da vertente, para onde foram lançados, já nos dois casos seguintes aqueles atingiram a margem, fazendo-a avançar sobre o rio algumas dezenas de metros em relação ao seu perfil original, como sucedeu junto ao encontro sul da ponte.

Na Fig.3.12, onde se sobrepõem dois perfis topográficos realizados a partir de plantas interessando o mesmo local mas com data anterior e posterior às obras da ponte, pode-se verificar que aquele avanço atinge os 40 m.

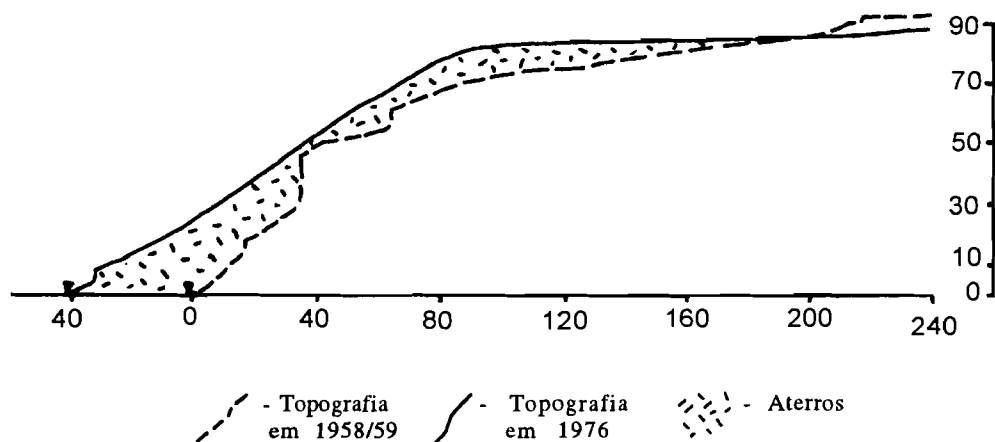


Figura 3.12 - Alteração da topografia da encosta ao longo de um alinhamento cerca de 90 m a oeste do encontro sul da Ponte 25 de Abril (sobreposição de perfis efectuados em plantas topográficas do Concelho de Almada na escala 1:2 000 e datadas, respectivamente, de 1958/59 e 1976).

Refira-se, também, um importante aterro de materiais provenientes das escavações para o hospital Garcia de Orta, na segunda metade da década de 80, lançados sobre uma pequena plataforma intermédia da escarpa, em Montalvão. Este aterro faz represa às águas de escorrência superficial vindas de um pequeno vale aí existente (**Fig.3.13**).

Entre Boca do Vento e Fonte da Pipa, ao longo da base de um pequeno trecho de escarpa saliente sobre o Tejo, foram depositados os materiais provenientes das obras de adoçamento da crista de uma escarpa próxima. Esta obra foi realizada na sequência de diversas quedas de materiais uma das quais, em 1968, envolveu um bloco rochoso de cerca de 150 toneladas que atingiu as instalações da antiga Companhia Portuguesa de Pescas provocando alguns danos em construções (**LNEC, 1976**).

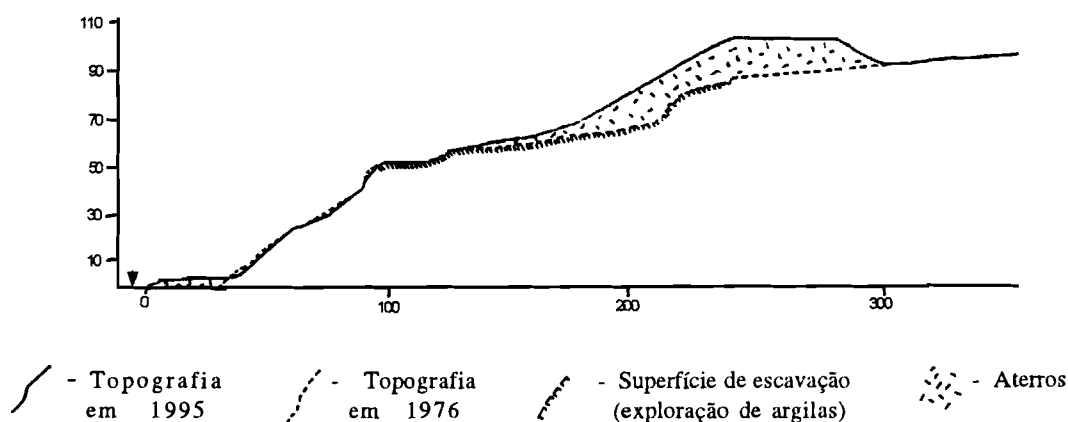


Figura 3.13 - Aterro de Montalvão. Perfil desenhado por sobreposição de plantas topográficas do Concelho de Almada datadas de 1976 (escala original 1:2 000) e 1995 (escala original 1:1 000).

Assinale-se, ainda, uma zona de aterros provenientes das escavações realizadas para a construção das plataformas dos tanques metálicos de combustíveis da empresa Petrogal e depositados a montante destas instalações.

Por último, há ainda a referir a recente colmatação do trecho final de algumas linhas de água como a do Portinho da Costa e a de Porto de Buxos. No primeiro caso com os materiais provenientes das escavações efectuadas durante a construção da estrada de acesso a uma base naval e, no segundo, com terrenos retirados das obras de aplanção e nivelamento para as instalações da empresa Esso.

Quanto aos aterros construídos para fins específicos e, por esse motivo, compactados, eles são quase todos marginais. Assim, para sul de Cacilhas encontram-se os enormes aterros dos estaleiros da Margueira e, para oeste da mesma localidade, um estreito cais de atracação que corre, praticamente sem interrupções, até Boca do Vento. Os aterros para cais voltam a surgir um pouco mais adiante a partir de Fonte da Pipa, ao longo de Olho de Boi, terminando na Quinta de Arealva já próximo do sopé da colina do monumento a Cristo-Rei.

Para oeste dos depósitos lançados durante a construção da ponte, e atrás referidos, surgem importantes aterros para cais acostáveis e para protecção contra a acção das águas do rio em Palença de Baixo (Tagol); Banática (Shell); Porto Brandão (Petrogal, Estaleiros José Gouveia, muralha de protecção em redor da praia aí existente e ETC-Terminais Marítimos); Portinho da Costa (Base naval da Nato) e Trafaria (muralha de protecção e cais de embarque).

Chaves *et al.* (1994), num estudo sobre a evolução da linha litoral entre Cacilhas e Cova do Vapor apresentam, entre outros aspectos, um historial do avanço dos aterros marginais ao longo dos últimos tempos com base na observação comparativa de fotografias aéreas obtidas em diferentes datas (1938 a 1991) e de plantas topográficas de 1871 e 1976. As descrições efectuadas dão uma ideia do ritmo a que o sopé de toda a costeira tem deixado de estar directamente sujeito à acção das águas do Tejo, passando as vertentes a sofrer, unicamente, os efeitos dos agentes subaéreos.

Por vezes, a zona de aterros marginais prolonga-se para o interior ao longo dos vales adjacentes mais encaixados, como é o caso de toda a enseada do vale do Lazareto, actualmente ocupada por tanques metálicos de uma estação de limpeza de navios.

A seguir à vila de Trafaria, merece referência a extensa plataforma em aterro construída recentemente para instalação dos silos cerealíferos da EPAC e cais acostáveis anexos. Dada a sua distância à escarpa, a qual se encontra recuada em relação à margem, estes aterros não têm qualquer impacto na sua evolução.

Um pouco mais a sul, em S. João de Caparica, realizaram-se movimentações de terras junto ao sopé da arriba fóssil para a instalação de tanques de carburantes. Estas estruturas, construídas para fins militares, encontram-se envolvidas por aterros cobertos de vegetação rasteira.

A espessura atingida pelos aterros exhibe, como é natural, uma grande variação conforme o local onde eles foram lançados e a dimensão da actividade humana que lhes deu origem. Tomando como exemplo o vale de Palença de Baixo, uma zona que sofreu ao longo de mais de um século intenso remeximento para exploração de argilas destinadas a uma fábrica de cerâmicas, mais de duas dezenas de sondagens efectuadas na zona marginal em diversas campanhas de prospecção, datadas de 1974 a 1984, detectaram aterros depositados tanto em terra, junto ao rio, como no próprio leito do Tejo, com espessuras de 0,5 m a 8,0 m tendo os casos mais frequentes possanças entre os 3,0 m e os 4,0 m. No mesmo vale, mas algumas centenas de metros para montante da zona de confluência sobre o Tejo, uma sondagem iniciada à cota (63.00) atravessou perto de 23 m de "aterros e terrenos deslocados", muito possivelmente escombrelras de uma antiga exploração de argilas (**Teixeira Duarte, 1970**).

A instalação de tanques metálicos para combustíveis implicou também um profundo remeximento dos terrenos. Como prova disso, duas sondagens realizadas numa plataforma das instalações da empresa Petrogal atravessaram 8,5 m de terrenos deslocados pelas escavações anteriormente efectuadas para o arranjo da topografia local (**Construções Técnicas, 1973**).

3.2.2 - Geomorfologia

Morfologicamente, os taludes da margem esquerda do "corredor" do Tejo sobressaem na paisagem do estuário do Tejo pelo contraste da sua imponentia e fortes declives face aos terrenos da margem direita, de relevo mais suave.

Estes taludes constituem a vertente mais inclinada de uma extensa costeira que culmina, aproximadamente entre as cotas (110.00) e (120.00), no que resta de uma superfície aplanada correspondente a antiga plataforma de abrasão marinha, (**Azevedo, 1982; Azevedo & Cardoso, 1985; Cabral in Ribeiro et al., 1986**). O vértice geodésico de Raposo, a sudeste da Banática e à altitude de 125 metros, assinala o ponto mais elevado da região de Almada. A mesma superfície de aplanção ainda aparece um pouco mais a sul, sobre uma linha de cumeadas que se prolonga para oeste da Sobreda, desde Lazarim até à arriba fóssil, próximo dos Capuchos. Estas duas zonas de terrenos levantados e aplanados encontram-se presentemente separadas por uma área depressionária de orientação sensivelmente este-oeste onde se instalaram algumas ribeiras cujos leitos, regularizados pelos trabalhos agrícolas, deram origem às actuais valas do Caramujo, a nascente, e da Caneira e Enxurrada, a poente (**Fig. 3.14**).

Em toda a sua extensão, mas essencialmente para oeste do encontro sul da ponte 25 de Abril, a

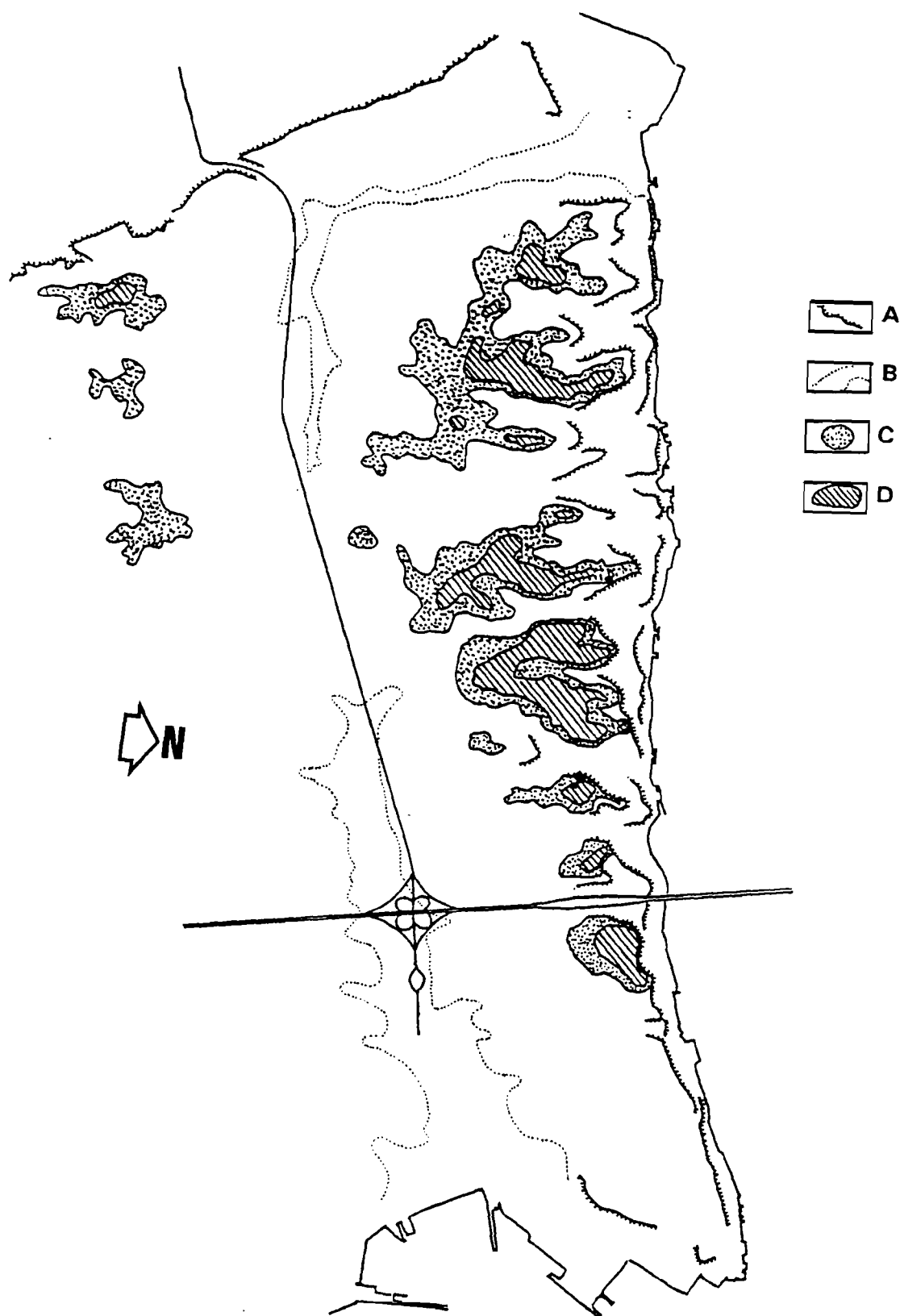


Figura 3.14 - Alguns aspectos morfológicos relevantes da área em estudo: A - alinhamentos de cristas; B - depressões das valas do Caramujo, a nascente, e da Caneira/Enxurrada, a poente; C - terrenos acima da cota (100.00); D - terrenos acima da cota (110.00).

costeira que conforma as colinas de Almada é entalhada por diversos vales, alguns deles suspensos, muitos deles bem escavados, que correm para o Tejo numa direcção em regra perpendicular à do leito do rio.

A vertente mais inclinada da costeira, constituída basicamente por alternâncias de bancadas de material menos consistente, silto-argiloso a silto-arenoso, e de camadas mais rijas, essencialmente areno-carbonatadas ou calcárias, apresenta perfis típicos moldados pela erosão diferencial. Deste modo, a fracção mais resistente aparece realçada formando consolas sobre a fracção mais branda e que, com o evoluir deste processo, acabam por se destacar desencadeando desde esporádicas quedas de blocos isolados a grandes desmoronamentos de material rochoso. Por seu lado, as camadas silto-argilosas bem como as acumulações de material solto pelos processos erosivos são, sob certas condições, terreno apto para a ocorrência de fenómenos de instabilidade do tipo fluimento ou do tipo escorregamento.

A zona aplanada que se desenvolve acima dos taludes corresponde a antiga superfície aluvial de um pré-Tejo cuja foz, provavelmente em delta, abrangeria em tempos toda a Península de Setúbal até às vertentes da cadeia da Arrábida (Azevedo, 1982; Azevedo & Cardoso, 1985). Juncando os terrenos miocénicos ao longo do topo da costeira e da sua vertente meridional, observam-se por vezes inúmeros calhaus rolados de quartzo e quartzito os quais, ainda segundo aquela autora, representam os restos dispersos dos últimos depósitos aluvionares depositados por esse pré-Tejo: "conglomerados de Belverde", datados, provavelmente, do início do Quaternário (Azevedo, *op. cit.*).

Segundo Costa (1985; 1986) e Rodrigues-Carvalho & Costa (1986), distinguem-se nos taludes que conformam a vertente mais inclinada da costeira de Almada quatro sectores morfologicamente bem diferenciados.

De forma resumida, e seguindo o terreno de este para oeste, observa-se inicialmente um talude escarpado, praticamente contínuo até à zona da Quinta de Arialva (sector A), passando, a partir deste local, a ser entalhado por valeiros de curta extensão e de encaixe variável, profundamente intervencionados pelo Homem, desde a colina do monumento a Cristo-Rei até à zona de Palença de Baixo-Montalvão (sector B) e prolongando-se até à Trafaria (sector C). Aí, uma importante depressão provavelmente de origem tectónica separa este sector da colina delimitada a poente pelo trecho setentrional da Arriba Fóssil da Costa de Caparica. Um trecho de taludes contínuos e de reduzida extensão surge, ainda virado ao rio, porém recuado em relação aos que se encontram para este em algumas centenas de metros, sendo a margem rochosa anterior substituída por um litoral de acumulação baixo (sector D). Ainda neste sector mas mais ao largo, em zona imersa e sob o fundo aluvionar, um abaixamento brusco do firme miocénico detectado por sondagens faz adivinhar uma segunda linha de taludes.

A encosta inflecte depois para SSE passando a estar com a frente virada ao Atlântico. O perfil torna-se, de um modo geral, mais simples e, no seu todo, mais declivoso. Estes taludes foram modelados até recentemente pela acção marinha e estendem-se ao longo de cerca de 20 Km até às proximidades da Lagoa de Albufeira. O seu trecho setentrional prolonga-se sem qualquer interrupção até ao local onde é cortada artificialmente pela via rápida Almada-Costa de Caparica, o qual marca o limite dos taludes interessados por este estudo. Uma vez que se diferencia dos taludes da margem esquerda do Tejo em termos litológicos, estruturais e, principalmente, de posicionamento em relação ao rio, o trecho setentrional da Arriba Fóssil da Costa de Caparica não foi incluído pelos autores atrás referidos naquela separação em sectores. Não deixa, contudo, de constituir uma unidade bem distinta que, pelas suas características geológicas e morfológicas próprias, merece ser considerada, no presente estudo, como um quinto sector geomorfológico.

Pela sua relevância para o entendimento da evolução dos taludes em estudo, estes e outros aspectos da geomorfologia local serão discutidos com algum pormenor no Capítulo 4.

3.2.3 - Tectónica

A tectónica da região é dominada pela presença, cerca de 25 km para sul, da cadeia da Arrábida a qual foi inicialmente estudada do ponto de vista estrutural e tectónico por **Choffat (1908)** e constitui, na opinião de **Ribeiro (1988)**, o mais importante exemplo de deformação pelicular alpina existente no nosso País. Trata-se de uma estrutura anticlinal complexa, com cerca de 30 km de extensão, constituída por cavalgamentos sobrepostos de direcção ENE-WSW vergentes para sul passando progressivamente a rampas laterais esquerdas, a eles oblíquas, de orientação sub-meridiana (**Ribeiro et al., 1990; Kullberg & Kullberg, 1998**).

Como se depreende da **Fig.3.15**, a cadeia encontra-se limitada a sul por um cavalgamento o qual, conforme os resultados de estudos geofísicos, se prolonga por meio de rampas laterais de transferência de movimento de orientação submeridiana tanto para este, por meio da falha Setúbal-Pinhal Novo, interpretada como um desligamento esquerdo, como para oeste, através de um desligamento direito cortando a plataforma continental provavelmente cerca de 5 km para além da actual linha de costa (**Ribeiro, 1988; Ribeiro et al., 1990; Kullberg, 1992**) e já assinalado por **Boillot et al. (1978)**.

As deformações da cadeia da Arrábida ocorreram ao longo do Miocénico, progredindo por pulsações, e continuaram para além deste período (**Kullberg, op. cit.**). Toda esta tectónica foi desencadeada no seguimento à colisão entre as placas Africana e Euroasiática, dando origem ao levantamento da cordilheira Bética, na faixa sudeste da Península Ibérica e, posteriormente, progressão das compressões para NNW (**Ribeiro, 1988**).

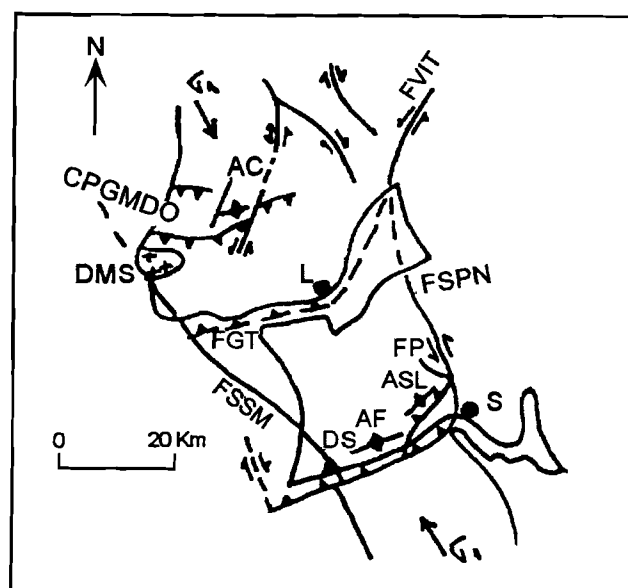


Figura 3.15 - Estruturas activas durante o Miocénico na região de Arrábida-Sintra (adaptado de **Ribeiro et al., 1990**). L: Lisboa; S: Setúbal; DS: Diapiro salino de Sesimbra; DMS: Diapiro magmático de Sintra; AC: Anticlinal de Cortegaça; AF: Anticlinal do Formosinho (cadeia da Arrábida); ASL: Anticlinal de S. Luís; FVIT: Falha do Vale Inferior do Tejo; CPGMDO: Cavalcamento da Praia Grande-Maria Dias-Oleas; FP: Falha de Palmela; FGT: Falha do Gargalo do Tejo; FSPN: Falha de Setúbal-Pinhal Novo; FSSM: Falha de Sintra-Sines-Monchique; σ_1 : Direcção da tensão compressiva máxima durante o Miocénico.

Entre as vertentes setentrionais da cadeia da Arrábida e o anticlinal de Lisboa-Sintra estende-se o sinclinal de Albufeira (**Fig.3.16**), cujo eixo, orientado paralelamente àquela estrutura, localizar-se-á nas proximidades do alinhamento formado pela Lagoa de Albufeira e Ribeira da Apostiça. A região em estudo situa-se na bordadura setentrional desta antiga planície aluvial subsidente preenchida por depósitos terciários e quaternários.

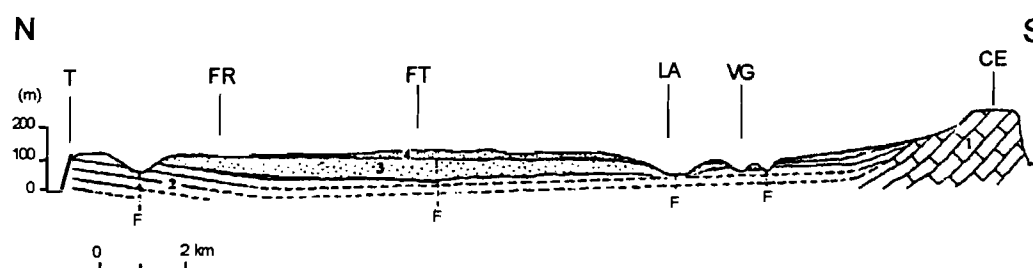


Figura 3.16 - Corte geológico esquemático do "sinclinal de Albufeira" segundo **Cabral, Dias & Brum, 1984**). 1: Mesozóico; 2: Miocénico; 3: Plio-Quaternário; 4: Duna; F: Falha; T: Trafaria; FR: Foz do Rego; FT: Fonte da Telha; LA: Lagoa de Albufeira; VG: Vale Grande; CE: Cabo Espichel.

Para norte da área em estudo, não longe da margem direita do Tejo, assinalam-se os anticlinais de Monsanto e da Ajuda, estruturas alongadas respectivamente segundo o eixo WNW-ESE e segundo o eixo ENE-WSW, intensamente fracturadas por falhas orientadas essencialmente nordeste-sudoeste e NNW-SSE (**Zbyszewski, 1963; Almeida, 1991**). Para nascente destas estruturas desenvolve-se a cobertura miocénica, inclinando suavemente para este ou sudeste.

Os terrenos miocénicos da margem esquerda do "corredor" do Tejo apresentam-se em monoclinal inclinando, de forma bastante regular, para SSE. De facto, em dezenas de medições de atitudes efectuadas em diversos locais das vertentes viradas a norte, entre Cacilhas e a zona de S. Pedro da Trafaria, obtiveram-se direcções de camadas dentro do intervalo compreendido entre N54°E e N85°E (N60°E, em média). As inclinações correspondentes variam de um mínimo de 4° a um máximo de 14° para SSE (com maior predominância dentro do intervalo de 5°-8°). Contudo, existem algumas variações muito localizadas.

- No extremo setentrional de uma colina isolada pela urbanização, em Cacilhas, aquelas atitudes mudam, bruscamente, para N(25°-45°)W, (12°-21°)SW.
- Sobre o Ginjal, à entrada do Ginásio Clube do Sul, espessas bancadas de arenitos estão orientadas cerca de N35°E, 15°NW.
- Na Arriba Fóssil da Costa de Caparica, imediatamente a sul da sua intercepção pela via rápida IC 20, mediram-se orientações de camadas de N20°W, 7°E e N20°E, 3°E respectivamente no bloco de apoio e no bloco suspenso de uma falha inversa, submeridiana, existente nesse local.

Tal como neste último caso, as atitudes anómalas referidas nos dois primeiros exemplos deverão estar associadas à presença de acidentes tectónicos nas proximidades.

A existência de importantes trechos em escarpa ao longo da vertente inclinada da costeira de Almada, facilita a observação de diversas falhas. Estas, abundam precisamente nas zonas mais alcantiladas, pertencentes aos sectores geomorfológicos A e B atrás definidos, nomeadamente entre as escarpas sobranceiras ao cais do Ginjal e os taludes vizinhos do encontro sul da ponte 25 de Abril. Quase todas as falhas que afectam a região são de extensão reduzida não indo além, com base na cartografia existente e na verificação *in situ*, de algumas centenas de metros a, no máximo, 2 km de comprimento.

Durante os trabalhos de campo realizados no decorrer do presente estudo, foi possível definir a geometria de doze acidentes no sector A (escarpas do Ginjal, Miradouro de Almada, Fonte da Pipa e Olho de Boi), sete no sector B (encosta sob o monumento a Cristo Rei, encontro Sul da ponte e Palença de Baixo) e apenas quatro dispersas pela restante área (Abas da Raposeira, Costa de Caparica e Pera). Existem na região mais falhas mas, por razões de ordem diversa, não foi possível a sua confirmação e/ou caracterização no terreno. As evidências de algumas encontram-se em local inacessível e encobertas por densa vegetação, em regra canavial ou silvado; outras foram colmatadas por construções. A maior parte das falhas assinaladas no mapa da Fig.3.11 encontram-se devidamente cartografadas em trabalhos anteriores, nomeadamente na Carta Geológica dos Taludes da Margem Sul do Tejo, elaborada na FCT/UNL no âmbito do projecto TAGUS (Rodrigues-Carvalho *et al.*, 1989).

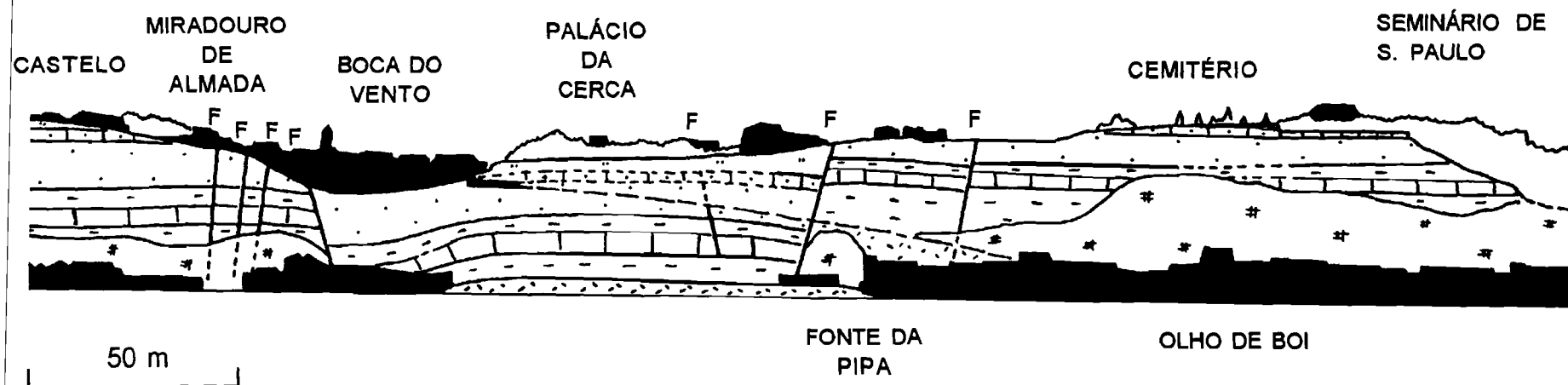
Outros acidentes têm sido detectados no decurso de trabalhos de prospecção mecânica. A título de exemplo, refira-se uma falha de direcção aproximadamente ENE-WSW inclinando para o quadrante norte detectada próximo da margem do rio em Palença de Baixo (**Teixeira Duarte, 1976**) e já na altura totalmente colmatada por aterros; outra falha, com orientação provável de N80°W, subvertical, parece cortar os terrenos num local mais para o interior, em Palença. A existência desta última, mas não a sua localização exacta, foi interpretada com base nos resultados de sondagens executadas por **Teixeira Duarte (1973)** sendo reforçada por algumas observações de campo efectuadas no âmbito do presente estudo.

Entre Cacilhas e o local do encontro Sul da ponte 25 de Abril, foram cartografadas 23 falhas certas. São todas falhas normais, revelando tectónica distensiva, com rejeitos verticais que vão desde alguns centímetros a mais de três dezenas de metros. Dezassete desses acidentes, cerca de 74 % do total referido, encontram-se orientadas dentro do intervalo compreendido entre N15°W e N15°E. Na **Fig.3.17**, desenhada sobre fotografia, localizam-se as falhas ocorrentes entre o Castelo de Almada e o Seminário de S. Paulo.

Numa parede de escavação vertical com cerca de uma dezena de metros de altura, localizada por detrás das antigas instalações da COPNAV, no Ginjal, observam-se bons exemplos de falhas normais de crescimento, sinsedimentares, rejeitando níveis alternantes de areias consolidadas e de acumulações de conchas de ostreídeos pertencentes à unidade IVb de Cotter. Segundo o modelo geodinâmico referido por **Xiao & Suppe (1989)** para explicar a génese deste tipo de estruturas, ao mesmo tempo que se processa sedimentação à superfície, as camadas subjacentes sofrem distensão por tracção tectónica formando "grabens" em cuja depressão estrutural os sedimentos se vão acumulando. Deste modo, observam-se maiores espessuras de sedimentos nessa depressão, correspondente ao bloco suspenso, e espessuras mais reduzidas dos mesmos sedimentos nos bordos levantados (blocos de apoio). Outra estrutura sinsedimentar, em "graben" assimétrico, foi observado na encosta sob o "Cristo-Rei".

A **Fig.3.18** apresenta esquemas ilustrativos da geometria dos grupos de falhas normais referidos no parágrafo anterior.

No trecho de escarpa entre Boca do Vento e Fonte da Pipa, observa-se intenso diaclasamento afectando tanto as camadas mais competentes (calcarenitos, lumachelas de cimento calcário) como as mais brandas (siltes argilosos, areias siltosas). No caso das primeiras, diaclases de forte espaçamento, parietais ou oblíquas em relação à frente livre da escarpa, compartmentam o maciço em painéis ou em cunhas em diedro, respectivamente. Quanto às camadas de material silto-argiloso, sobreconsolidado, encontram-se densamente fissuradas sendo observáveis marcas em pluma ("plumose marks") nas superfícies dalgumas dessas fissuras.



LEGENDA








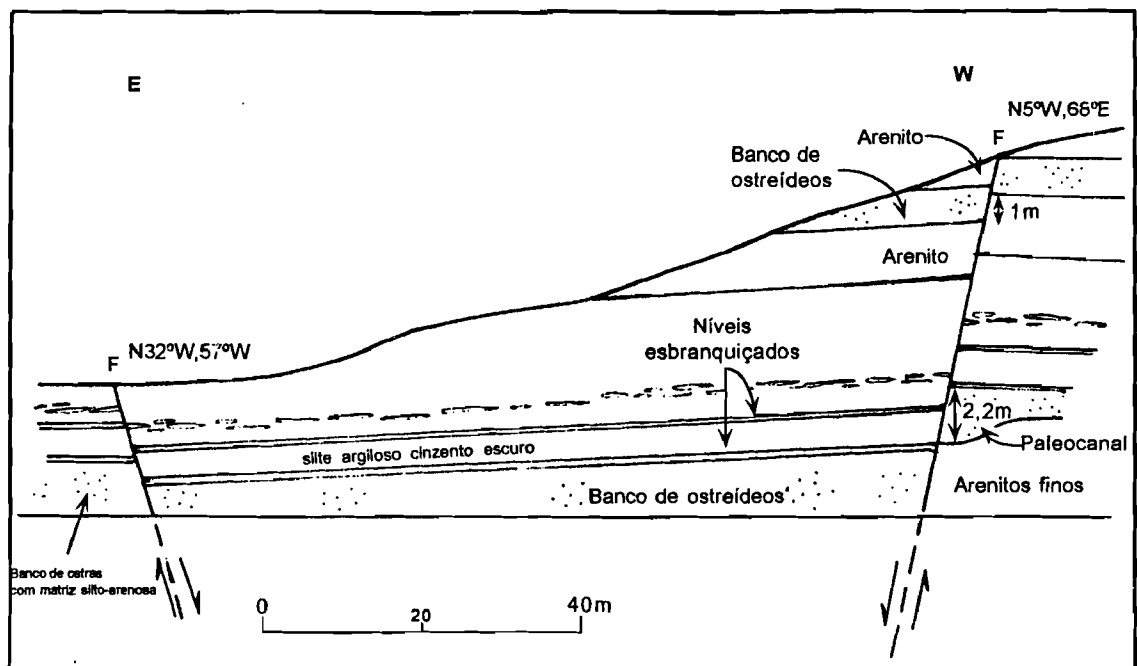
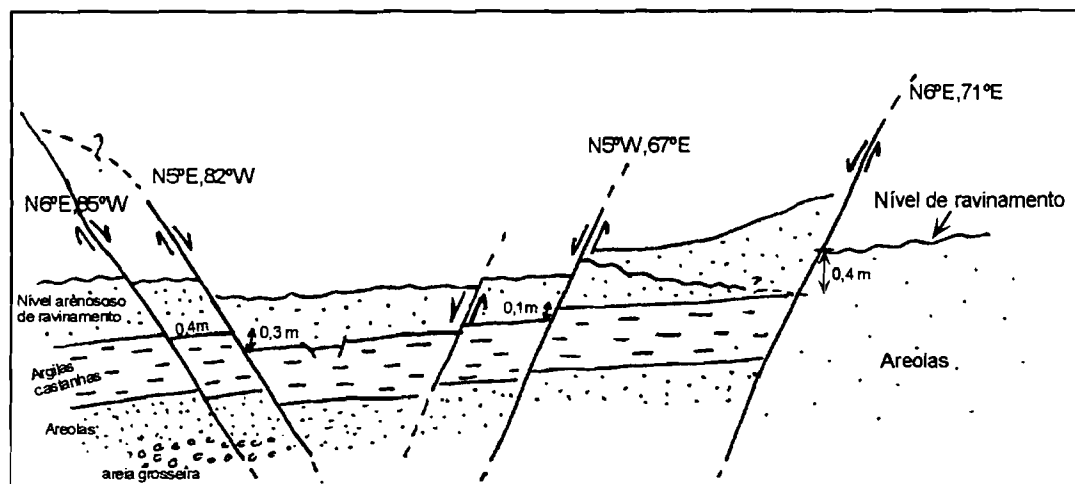
- | | |
|---|---|
|  Aterros |  Falhas |
|  Depósitos de vertente |  Edificações |
|  Siltes e siltes argilosos | |
|  Areias e areias siltosas | |
|  Calcários e margas | |

Figura 3.17 - Perfil geológico simplificado do trecho de taludes entre Castelo de Almada e o Seminário de São Paulo, sobre Olho de Boi, desenhado sobre fotografia tomada a partir da margem oposta.



(a)



(b)

Figura 3.18 - Esquemas ilustrativos da geometria de algumas falhas normais ocorrentes na zona entre Cacilhas e a ponte. (a) - Escarpa por detrás das instalações da COPNAV, sobre o Ginjal (perfil topográfico com sobrelevação de 2,5 vezes). (b) - Vertente da colina do monumento a Cristo-Rei (a distância entre as duas falhas extremas é de cerca de oito metros).

3.2.4 - Neotectónica

Segundo **Cabral (1988)** toda a actividade tectónica ocorrida durante o período Quaternário, aproximadamente nos últimos 1,9 milhões de anos (MA), inclui-se na Neotectónica, sendo consideradas activas as falhas que durante esse período de tempo sofreram movimentação. A **Fig.3.19** apresenta um esquema da Neotectónica da Península de Setúbal (**Cabral in Ribeiro et al., 1986**).

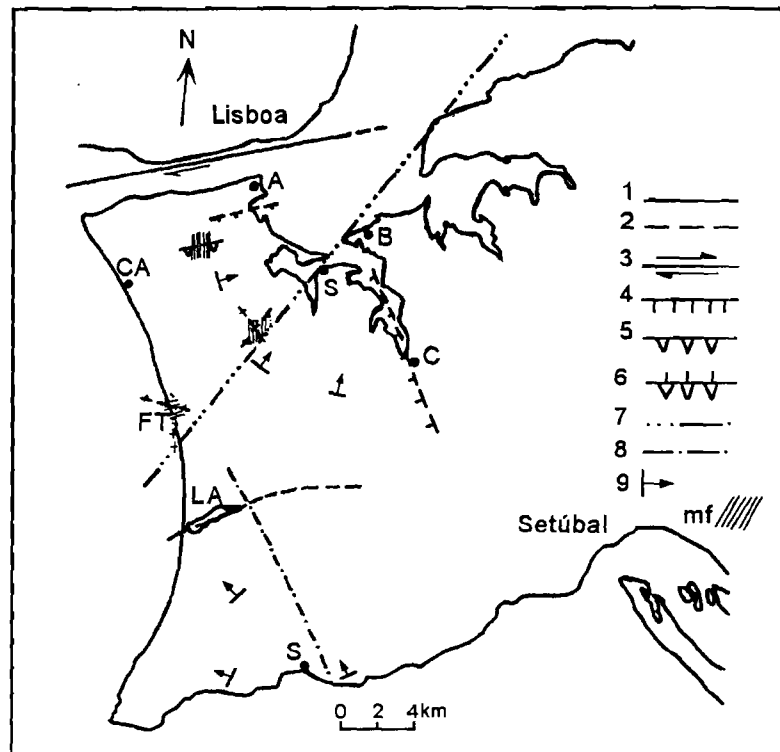


Figura 3.19 - Esboço da Neotectónica da Península de Setúbal (adaptado de **Cabral in Ribeiro et al., 1986**). 1: Falha activa; 2: Falha activa provável; 3: Desligamento; 4: Falha normal ou com componente de rejeição vertical; 5: Falha inversa; 6: Falha de "upthrust"; 7: Lineamento do Vale Inferior do Tejo; 8: Lineamento identificado; 9: Balançamento de superfície de erosão; mf: Zona com microfalhas; A: Almada; B: Barreiro, C: Coina; S: Sesimbra; CA: Costa de Caparica, FT: Fonte da Telha; LA: Lagoa de Albufeira.

Cabral (op. cit.) descreve, para a região, dois tipos principais de actividade tectónica no Quaternário: movimentos neotectónicos verticais e movimentos por falhas. Os primeiros, representados na área em estudo por levantamentos que deram origem às actuais colinas da costeira de Almada, serão, por essa razão, os aspectos neotectónicos mais relevantes a ter em conta.

Com base na actual posição tanto do nível médio do mar (0.00 m) como da superfície de erosão que culmina a costeira entre Almada e Trafaria, aproximadamente à cota (120.00), tomando como válidos os pressupostos de que a aplanagem daquela superfície decorreu, mais provavelmente,

durante o período interglaciário Tigliano, há cerca de 2 MA a 1,7 ou 1,6 MA, e admitindo, ainda, um nível do mar idêntico ao actual, **Cabral (in Ribeiro et al., 1986)** avaliou, para a região em estudo, uma velocidade média de levantamento crustal entre 0,060 mm/ano e 0,075 mm/ano. Se bem que, comparando com outras regiões do globo tectonicamente mais activas, estes valores de velocidade de levantamento sejam considerados baixos, o mesmo autor admite que aquela velocidade não terá sido constante, com aceleração do movimento durante o Quaternário superior dada a existência, na costeira, de vales encaixados e suspensos cortando a superfície de erosão levantada.

Mais a este, na zona do "Mar da Palha", estes movimentos verticais terão sido ainda menos pronunciados, facto que é proposto por **Azevedo (1982)** e **Cabral (1995)** tendo em conta o progressivo abaixamento, de sudoeste para nordeste, dos topos dos interflúvios entre as "colinas de Almada" e o alinhamento Lagoa de Albufeira - Ribeira da Apostiça, bem como da superfície da base da Formação do Marco Furado.

Quanto às falhas de idade quaternária, a sua importância reveste-se do facto de poderem vir a originar actividade sísmica por vezes com epicentro a curta distância da área em estudo.

Nesse contexto, a mais importante é a falha provável do Vale Inferior do Tejo, de orientação NNE-SSW, detectada por lineamento nas aluviões do Tejo desde Vila Nova da Barquinha até ao "Mar da Palha" bem como por evidências geomorfológicas e sismológicas (**Cabral, 1995**). Este acidente ter-se-á comportado, ao longo do Quaternário, como um cavalgamento do bloco WNW sobre o bloco ESE, com ligeira componente de desligamento esquerdo (**Ribeiro & Cabral, 1994**). A sua continuidade através da Península de Setúbal, tal como sugere a interpretação de lineamentos em imagens de satélite efectuada por **Conde & Andrade (1976)**, é problemática uma vez que nesta zona carece de evidências geológicas e mesmo morfológicas. Esta última pode ser sugerida pela configuração de um trecho do canhão submarino de Lisboa, ao largo de Fonte da Telha. **Cabral (1993; 1995)** admite como mais provável uma transferência, durante o Quaternário, dos deslocamentos da falha do vale Inferior do Tejo para a falha de Setúbal-Pinhal Novo, de direcção sub-meridiana e, como atrás referido, fronteira oriental das deformações alpinas da cadeia da Arrábida.

A interpretação dos testemunhos de algumas sondagens executadas no leito do rio Tejo para a ponte que liga Lisboa a Almada levaram alguns autores (**Almeida & Zbyszewski, 1955; Taylor, 1956; Compagnie Générale de Geophysique, 1957; Almeida & Folque, 1960; Almeida, 1986**) a admitir a existência de uma falha, orientada ENE-WSW a qual, na opinião de **Ribeiro & Cabral (1994)**, poderá funcionar como desligamento direito e tem sido considerada responsável, em parte, pela instalação do actual trecho final do rio Tejo, ocorrida no

Quaternário inferior (Azevedo & Cardoso, 1985; Cabral, 1993; Cabral *in* Ribeiro *et al.*, 1986; Ribeiro, 1984; Ribeiro & Cabral, 1994).

A existência provável deste acidente, denominado "falha do Gargalo do Tejo", já tinha sido sugerida por Carlos Ribeiro (1893, *in* Freire de Andrade, 1933). Contudo, Freire de Andrade (*op. cit.*), justificaria o desvio do trecho final do Tejo para o leito actual como sendo unicamente gerado por simples erosão diferencial das camadas miocénicas sem que para isso fosse necessária a ocorrência de uma falha. Cabral (1993) admite que o desvio do Tejo para o seu leito final actual poderá ser justificado apenas por aproveitamento de uma zona de fraqueza estrutural motivada pela própria ocorrência da falha e não necessariamente por rejogo tectónico ao longo do seu plano.

Em relação ao alinhamento ENE-WSE definido pela Lagoa de Albufeira e Ribeira da Apostiça, atrás mencionado, Cabral (*in* Ribeiro *et al.*, 1986) admite poder corresponder a uma falha activa provável uma vez que corta uma superfície de aplanção que, como referem Daveau & Azevedo (1980-81) e se assinala na Fig.3.19, para norte do alinhamento se encontra basculada para nordeste, na direcção do "Mar da Palha" e, para sul do mesmo, balançada para noroeste.

3.2.5 - Sismicidade

A Península de Setúbal encontra-se rodeada, a maior ou menor distância, por algumas das principais fontes sismogénicas que afectam o território de Portugal Continental: a sul e sudoeste pela falha Açores-Gibraltar, fronteira entre as placas Euroasiática e Africana; a oeste pela Zona de Subducção Oeste-Ibérica (Ribeiro, 1989; Cabral & Ribeiro, 1989); a norte e noroeste pela falha da Nazaré e a nordeste pela chamada falha do Vale Inferior do Tejo.

Até ao início do presente século, a região de Almada foi palco de diversos sismos históricos alguns dos quais, como mostra o Quadro 3.2, atingiram valores elevados de intensidade na escala de Mercalli Modificada (versão de 1956).

Não existem, para a região em estudo, registos concretos das consequências dos dois sismos mais importantes ocorrentes na Idade Média, o de 1344 e o de 24 de Julho de 1356. Nunes *et al.* (1994) admitem que os seus epicentros estariam localizados, respectivamente, no Vale Inferior do Tejo e no banco de Goringe. Os seus efeitos na região de Almada devem ter sido vultuosos uma vez que a curta distância, em Lisboa e arredores, ambos provocaram muitas destruições e mortes, sendo-lhes aí atribuídas intensidades de grau VII a grau VIII (Oliveira, 1988).

Data	Localização do epicentro	Intensidades
26/01/1531	Benavente (Vale Inferior do Tejo) (38,9°N; 09,0°W)	VIII-IX
01/11/1755	No mar, a SW do Cabo S.Vicente (36,0°N; 10,5°W)	IX-X
23/03/1855	No mar, a SW do Cabo de S. Vicente (38,9°N; 08,8°W)	VI
12/01/1856	No mar, a SW de Tavira (37,1°N; 08,0°W)	V-VI (?)
11/11/1858	No mar, a Sul de Setúbal (38,3°N; 09,0°W)	VII-VIII
30/10/1896	No mar, a SW do Cabo S.Vicente (37,5°N; 08,2°W)	IV-V (?)
13/08/1899	Região de Caneças (38,9°N; 09,3°W)	V-VI (?)

Quadro 3.2 - Intensidades, na escala de Mercalli Modificada, de alguns dos principais sismos sentidos entre Cacilhas e Costa de Caparica até ao fim do século XIX. Baseado em Oliveira (1986) e Senos, *et al.* (1994).

Nos quadros apresentados (**Quadros 3.2 e 3.3**, este último mostrado mais adiante), quando surgem pares de valores de intensidades para o mesmo sismo, o mais elevado corresponde quase sempre à parte oriental das colinas de Almada (Cacilhas, Almada e, por vezes, Monte de Caparica) e o valor mais baixo às localidades mais a ocidente (Trafaria, Murfacém, Costa de Caparica), com excepção do sismo de 25 de Novembro de 1941 cujos abalos foram sentidos com maior intensidade na zona ocidental da área em estudo. Em relação ao **Quadro 3.2**, tal poderá ser justificado, em parte, pela maior concentração de populações e de construções de alguma importância (igrejas, conventos para além de aglomerados urbanos de certa dimensão) na zona de Almada e a quase inexistência, até tempos recentes, de povoamento nas zonas mais ocidentais da região. Em ambos os quadros, foram colocados pontos de interrogação nos casos em que surgiram algumas dúvidas quase sempre derivadas da escala diminuta em que foi desenhada a carta de isossistas que serviu de fonte. Grande parte dos casos em que tal acontece dever-se-á, sem dúvida, aos reduzidos elementos históricos existentes.

As descrições de grande pormenor mais antigas referentes à acção de fenómenos sísmicos dizem respeito ao terramoto de 1 de Novembro de 1755 que atingiu duramente a zona, causando grandes estragos em igrejas, conventos e habitações, e cerca de cem mortos, cinco dos quais afogados pelo maremoto que avançou sobre as praias da Costa de Caparica (**Pereira de Sousa, 1928**). Infelizmente, os registos sobre as consequências desse sismo apenas contabilizam os danos em construções e as perdas de vidas humanas, não existindo, na recolha efectuada por este último autor, qualquer referência a fenómenos de índole geomorfológica como desabamentos de rochas ou de terras a partir dos taludes.

O único testemunho digno de nota sobre esse tipo de ocorrências na margem esquerda do Tejo é-nos fornecido pelo capitão de um navio britânico então fundeado no Tejo, o qual relatou que, tal como a cidade de Lisboa "se desmoronou, aconteceu o mesmo ao lado oposto do rio onde muitas

casas caíam também, e a areia das arribas veio desabar no rio, levantando uma poeira tal, que durante cinco minutos" aquele oficial perdeu "de vista a cidade, o rio e os navios." (Guimarães, 1981).

Data	Localização do epicentro	Intensidades
24/4/1901	No mar, no Golfo de Cádiz (36,8°N; 07,7°W)	III
09/08/1903	Na região de Sintra (38,8°N; 09,4°W) (Catálogo Espanhol)	IV-V
23/04/1909	Benavente (Vale Inferior do Tejo) (38,9°N; 08,8°W)	V-VI
17/08/1909	Benavente (Vale Inferior do Tejo) (38,9°N; 08,8°W)	IV-V
02/02/1911	Região de Beja (38,0°N; 08,3°W) (Catálogo Espanhol)	IV
27/11/1911	No mar, a S de Setúbal (38,9°N; 09,0°W)	III-IV
04/05/1913	No mar, a SW do Cabo de S. Vicente (36,0°N; 10,5°W)	III
09/06/1913	Região de Peniche (39,3°N; 09,3°W) (Catálogo Espanhol)	IV
07/08/1913	No mar, a W de F. da Telha e a S de Cascais (38,5°N; 09,3°W)	VI
25/09/1914	Benavente (Vale Inferior do Tejo) (38,9°N; 08,8°W)	IV-V
11/07/1915	No mar, entre Lisboa e os Açores (37,0°N; 10,5°W)	II-III
07/07/1925	Vale de Figueira, próximo de Santarém (39,4°N; 08,5°W)	III-IV
28/02/1926	Região de Évora (38,5°N; 08,0°W)	V
18/12/1926	Arredores de Lisboa (38,8°N; 09,2°W)	V
08/02/1928	Região de Évora (38,5°N; 08,0°W)	IV (?)
25/11/1941	No mar, entre Lisboa e os Açores (37,5°N; 19,0°W)	VI-V
02/10/1947	No mar, a S de Cascais (38,5° N; 09,9° W)	IV
16/08/1956	No mar, a SE do Cabo de S. Vicente (36,6°N; 8,6°W)	IV
31/08/1962	Cabo Carvoeiro (39,5°N; 9,3°W)	III (?)
26/12/1962	No mar, a W de Peniche (39,3°N; 10,6°W)	IV-V
15/03/1964	No mar, no Golfo de Cádiz (36,4°N; 07,6°W)	IV
26/08/1966	Em S. Bartolomeu da Serra (38,0°N; 08,7°W)	IV
28/02/1969	No mar, a SW do Cabo S. Vicente (36,0°N; 10,6°W)	VI
05/05/1969	No mar, a SW do Cabo S. Vicente (36,0°N; 10,4°W)	III
06/09/1969	No mar, a W do Cabo S. Vicente (36,9°N; 12,3°W)	III-IV
30/04/1970	No mar, a NW de Lisboa (36,5°N; 9,6°W)	II
24/01/1983	No mar, a W do litoral ocidental (39,8°N; 14,6°W)	III-IV
20/10/1986	No mar, a SE do Cabo S. Vicente (36,7°N; 08,8°W)	II
08/04/1989	Em Pé da Serra, a S. de Alcobaca (39,3°N; 08,9°W)	III
20/12/1989	No mar, próximo da foz do Guadiana (37,2°N; 07,4°W)	II-III
26/05/1990	No mar, a W da costa ocidental (38,4°N; 11,8°W)	III
18/01/1992	No mar, a W da Península de Setúbal (38,5°N; 09,4°W)	III-IV
04/07/1994	Em Espanha, à latitude de Alcoutim (37,6°N; 07,0°W)	II

Quadro 3.3 - Intensidades na escala de Mercalli Modificada, estimadas para os sismos sentidos entre Cacilhas e Costa de Caparica, ao longo do presente século. Baseado em Oliveira (1986) e Anuário Sismológico de Portugal (INMG, 1947/96).

Uma planta das muralhas do castelo de Almada, da autoria de Manuel Caetano de Sousa e registada em documento datado de 1772 no qual se registam as destruições sofridas por aquela

estrutura e demais edificações no seu recinto (**Fernandes, 1993**) assinala um pano de "Muralhas caídas" do lado do "Precipício sobre o mar". Aquelas muralhas desabaram durante o sismo de 1755 por cedência do terreno de fundação, já então localizado muito próximo da crista da escarpa (comunicação pessoal de **Barros, 1998**).

Em relação aos sismos sentidos na área durante o presente século (**Quadro 3.3**), não abundam, igualmente, referências a fenómenos de instabilização de terrenos a eles associados. O sismo de 26 de Dezembro de 1962 é lembrado num relatório datado de 1969 elaborado pelos Serviços Técnicos da Câmara Municipal de Almada sobre acidentes naturais ocorridos no concelho, e no qual aquele sismo é considerado "responsável por escorregamentos que se lhe seguiram" (**LNEC, 1976**). Este facto leva a questionar a intensidade admitida para a zona (grau V, em Almada) no Anuário Sismológico de Portugal (**INMG, 1947-1994**), podendo aquela ser superior, atingindo o grau VI na região em estudo. Em relação ao sismo de 26 de Fevereiro de 1969, obtiveram-se entre as populações locais alguns testemunhos de quedas de blocos supostamente provocadas por esse abalo nas localidades de Banática e de Trafaria (**Lamas, 1989**). Do mesmo modo, e recuando alguns anos, recolheu-se informação sobre uma queda de blocos na escarpa do Ginjal ocorrida, segundo uma testemunha, durante o sismo de 25 de Novembro de 1941.

Como se depreende do **Quadro 3.3**, posteriormente ao grande sismo de Benavente (23 de Abril de 1909) apenas os de 7 de Agosto de 1913, 25 de Novembro de 1941, 26 de Dezembro de 1962 e 28 de Fevereiro de 1969 atingiram, na área em estudo, uma intensidade que, como refere **Marques (1997)**, pode ser susceptível de desencadear instabilização de vertentes. O grau de intensidade VI, tal como definido na descrição da escala de intensidades sísmicas, classifica o sismo de muito forte e implica, para além de agitação visível em árvores e arbustos, alguns danos em estuques e alvenarias de baixa qualidade executadas com materiais como adobe e argamassas fracas, (segundo folheto editado pelo Instituto de Meteorologia sobre a escala de Mercalli Modificada, na versão de 1956 da autoria de Riechter). Por tais razões, considera-se um sismo com essa intensidade susceptível de induzir fenómenos de instabilidade em determinadas vertentes constituídas por terrenos de fraca resistência.

Quanto aos epicentros dos trinta e três abalos assinalados no **Quadro 3.3**, somente três provieram de rotura na falha do Vale Inferior do Tejo (Abril e Agosto de 1909 e Setembro de 1914). Pelo contrário, registaram-se pelo menos nove epicentros na vizinhança da falha Açores-Gibraltar, de onde se geraram dois dos três únicos sismos que nas últimas oito décadas, após 1909, mais se fizeram sentir no extremo Norte do concelho de Almada (sismos de Agosto de 1913, de Novembro de 1941 e de Fevereiro de 1969).

Segundo um estudo experimental conduzido por **Oliveira (1977)**, baseado na sismicidade histórica e instrumental, serão expectáveis para a área em estudo, e para um período de retorno de 1 000 anos, valores máximos de parâmetros sísmicos da seguinte ordem de grandeza:

- deslocamento: da ordem de 8 cm;
- velocidade: da ordem de 18 cm.s⁻¹;
- aceleração: da ordem de 150 cm.s⁻².

Estes elementos foram determinados a partir de curvas que, como salienta aquele autor, correspondem a valores obtidos ao nível do "bed-rock", não tendo sido consideradas as características geológicas (e morfológicas) locais (*ib.*).

Dada a sua proximidade em relação a Lisboa, são válidas para a área em estudo as características das principais fontes sismogenéticas assinaladas por **Ribeiro (1989)**, tendo em conta o cenário mais desfavorável esperado para a capital (**Quadro 3.4**). Este autor separa os sismos gerados nas fronteiras de Placas na vizinhança da Península Ibérica (sismos interplacas) dos sismos gerados no interior da Placa onde se situa a mesma península (sismos intraplacas).

	ESTRUTURA ACTIVA	MAGNITUDE MÁXIMA OBSERVADA	MAGNITUDE MÁXIMA EXPECTÁVEL	PERÍODO DE RETORNO (anos)	DISTÂNCIA A LISBOA (km)
SISMOS INTERPLACAS	Goringe	M _L = 7,5 (1969)	M _L > 8,1	>2 × 10 ²	350
	Zona de subducção Oeste-Ibérica	M _L = 7,2 (1858)	M _L > 7,5	>10 ² (?)	>120
	Rotura simultânea no Goringe e na Zona de subducção Oeste-Ibérica	M _L = 8,5-9,0 (1755)	M _L = 8,5-9,0	>10 ² (?)	>120
SISMOS	Vale Inferior do Tejo	M _L = 7,0 (1531) M _L = 6,7 (1909)	M _L = 7,2	>3,5 × 10 ²	>5-40
INTRAPLACAS	Gargalo do Tejo	M _L = 3,0	M _L = 6,5	>10 ⁴ (?)	1

Quadro 3.4 - Estimativa de magnitudes das diferentes estruturas sismotectónicas (segundo **Ribeiro, 1989**).

3.3 - HIDROLOGIA E HIDROGEOLOGIA

A baixa permeabilidade dos terrenos que constituem, regra geral, os taludes em análise favoreceu o entalhe daquilo que, originalmente, seria um relevo estrutural do tipo costeira constituído por alternâncias de camadas mais brandas, silto-argilosas e areno-siltosas, e de estratos em regra fossilíferos, calcários ou areno-carbonatados, mais rijos. Na verdade, com base nos resultados de

alguns ensaios de permeabilidade executados na região em estudo, é bem patente a fraca propensão para a infiltração da generalidade dos terrenos miocénicos.

Foram realizados alguns ensaios de absorção de água sob pressão de tipo "Lugeon" durante uma campanha de sondagens interessando os terrenos desde a encosta do Cristo-Rei até às instalações da Lisnave (**Tecnasol, 1987**). O **Quadro 3.5** mostra os valores dos coeficientes de permeabilidade equivalente derivados daqueles ensaios, consoante a litologia do maciço ensaiado e a profundidade. As unidades litostratigráficas de **Cotter (1903-04; 1956)** onde esses terrenos se inserem vêm também assinaladas.

Litologia	Unidade litostratigráfica segundo Cotter	Profundidades de ensaio (m)	Coefficiente de permeabilidade equivalente (cm.s ⁻¹)
silte argiloso	IVa	39-42	$1,0 \times 10^{-6}$
silte argiloso	IVa	42-45	$1,0 \times 10^{-6}$
silte argiloso fossilífero	IVa	45-49	$3,0 \times 10^{-6}$
calcário fossilífero com passagens siltosas	IVb	25,5-28,8	$5,7 \times 10^{-5}$
silte argiloso com passagens calcárias	IVb	40-43	$4,0 \times 10^{-5}$
calcário fossilífero	IVb	43-46	$1,4 \times 10^{-5}$
silte pouco argiloso	IVb	46-49	$1,5 \times 10^{-5}$
calcário fossilífero	Va1	16,7-20,8	$5,6 \times 10^{-5}$
calcarenito fossilífero	Va1	26-29	$1,6 \times 10^{-5}$
silte argiloso fossilífero com intercalações calcárias	VIa	6-8,1	$8,7 \times 10^{-5}$
silte argiloso fossilífero com intercalações calcárias	VIa	8,1-13,4	$2,2 \times 10^{-5}$
silte pouco argiloso	VIa	13,4-16,2	$9,0 \times 10^{-6}$
silte pouco argiloso	VIa	16,2-19,1	$1,1 \times 10^{-5}$
silte pouco argiloso fossilífero	VIa	16-19	$9,0 \times 10^{-6}$
silte pouco argiloso fossilífero	VIa	19-22	$1,1 \times 10^{-5}$

Quadro 3.5 - Resultados de ensaios Lugeon realizados em Almada, entre a zona da Margueira e a encosta do monumento a Cristo-Rei (calculados a partir de elementos obtidos em **Tecnasol, 1987**).

Com base nestes elementos, pode-se concluir que os maciços constituídos essencialmente por siltes argilosos das unidades de Cotter IVa, IVb e VIa se caracterizam por uma permeabilidade variando um pouco consoante a profundidade a que se encontram e consoante a maior ou menor presença tanto de fracção argilosa como de intercalações calcárias e/ou fossilíferas. Os valores do coeficiente de permeabilidade equivalente são tendencialmente mais elevados nas zonas mais

próximas da superfície uma vez que, aí, os terrenos se encontram mais meteorizados e descomprimidos, permitindo a infiltração através das fissuras.

Por seu lado, a fracturação que compartimenta os "calcários de Casal Vistoso", observada em testemunhos de sondagens, deveria justificar uma permeabilidade em grande superior aos baixos valores obtidos. Estes serão devidos a colmatação das discontinuidades por materiais finos arrastados pelas águas subterrâneas.

Assim, independentemente da sua litologia, todos os terrenos ensaiados se classificam de pouco permeáveis. Os maciços constituídos essencialmente por siltes das "argilas azuis de Forno do Tijolo" são os que mais se aproximam de um meio considerado impermeável podendo os seus valores de permeabilidade equivalente ser comparáveis aos dos siltes da unidade IVb ("areias da Quinta do Bacalhau") ensaiados a profundidades idênticas.

Valores de permeabilidade em pequeno, de siltes e siltes argilosos da unidade IVa de Cotter, foram obtidos através de ensaios de tipo "Lefranc" realizados pela firma **Construções Técnicas (1978)** no vale do Lazareto, a profundidades variando entre 3,4 m a 7,9 m e 14,7 m a 17,8 m. Os valores de coeficiente de permeabilidade variaram entre $8,4 \times 10^{-6}$ e $1,7 \times 10^{-4} \text{ cm.s}^{-1}$ (*op. cit.*). De notar que estes ensaios apenas interessaram zonas onde esses terrenos se encontravam descomprimidos e/ou deslocados.

3.3.1 - Drenagem superficial

Graças em parte ao carácter pouco permeável dos terrenos, estabeleceu-se uma rede de drenagem de média densidade, na sua maior parte dirigida para o rio (**Fig.3.20**), obsequente, ocupando a antiga superfície de aplanção áreas cada vez mais exíguas do topo dos interflúvios. Estes, vão-se estreitando progressivamente com o contínuo recuo das suas vertentes por acção do encaixe progressivo da rede de drenagem ao nível das suas cabeceiras e acelerado, mais recentemente, pela acção do Homem.

Dada a reduzida extensão, o escoamento é efémero em praticamente todos os vales que se dirigem para o Tejo. No entanto, em períodos de chuvas abundantes, é possível observar a grande quantidade de água que escorre através das vertentes, dirigindo-se posteriormente para o rio pelas caleiras laterais das estradas de acesso à faixa ribeirinha (vales de Banática, Porto Brandão, Portinho da Costa, etc.) ou pelas azinhagas (vales de Alfanzina, Lazareto, etc.) coincidindo ou seguindo de perto os talwegues, e transportando uma importante carga em suspensão arrancada a essas vertentes. Apesar das alterações introduzidas em certos locais pela ocupação, oferecendo aos terrenos alguma protecção contra os efeitos directos das águas de escorrência superficial, essas águas mantêm um trabalho erosivo ainda importante principalmente sobre os terrenos

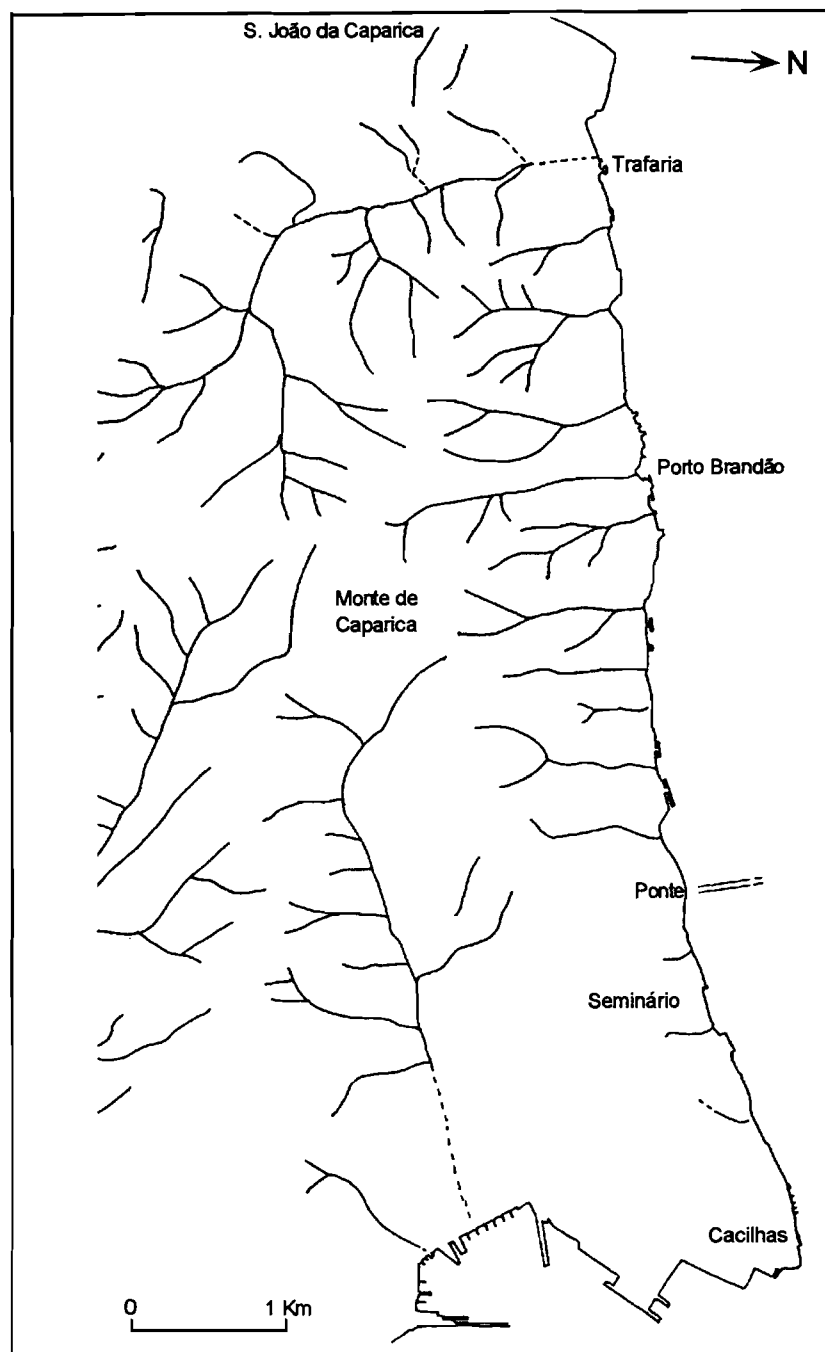


Figura 3.20 - Rede de drenagem da região das "colinas de Almada", segundo a carta topográfica militar na escala 1:25.000 (1993) e observação de fotografia aérea.

agrícolas que se dispõem, muitas vezes em socalco, pelas vertentes dos vales (vales de Arrábida, Banática, Porto Brandão, entre outros).

O único caso onde é possível observar escoamento perene é o da vala da Enxurrada no vale de Trafaria, o qual separa os taludes da margem esquerda do Tejo da colina que termina a ponte em arriba fóssil. A área de cabeceira da sua bacia hidrográfica, sulcada por diversas linhas de água, delimita a sul a metade ocidental da costeira de Almada. Essas linhas de água, nomeadamente a da vala da Caneira, continuação para montante da vala da Enxurrada, estão em posição privilegiada para receber as águas que percolam na sua direcção pelo interior da costeira.

A forma como a drenagem superficial se processa ao longo da área em estudo permitiu diferenciar três zonas distintas, que a seguir se caracterizam:

1 - Para este da ponte, verifica-se que, pela análise de cartas topográficas antigas e fotografias aéreas anteriores a 1960 (voos datados de 1938, 1947 e 1958), a maior parte da drenagem desta área se dirige para sudeste e para sul, respectivamente na direcção da Margueira e da Cova da Piedade, indo alimentar a vala do Caramujo sendo, hoje em dia, a sua acção no modelado do terreno totalmente anulada pelos edifícios, arruamentos asphaltados e sistemas de colectores de águas pluviais da cidade de Almada.

Quanto à drenagem para norte, apenas se distinguem dois pequenos valeiros suspensos, interceptando a crista das escarpas sobranceiras ao rio (Boca do Vento e Seminário de S. Paulo).

Foi no encaixe pouco escavado do pequeno vale de Boca do Vento onde, segundo **Sousa (1984-85)**, se começou a desenvolver fora das muralhas do castelo o núcleo medieval da cidade de Almada (séc. XIV). Adianta ainda este autor que essa localização seria a ideal para o efeito uma vez que se encontrava bem abrigada dos ventos, desde que um pouco afastada da crista, e oferecia boas condições de drenagem das águas de escorrência sem, no entanto, dificultar a construção de habitações. O vale encontra-se suspenso sobre o nível do Tejo cerca da cota (45.00).

O vale do Seminário de S. Paulo, suspenso sobre a escarpa à cota (49.00), apresenta uma nítida configuração rectilínea devida a um provável controlo tectónico e ao afeiçoar do terreno pela actividade agrícola .

2 - Entre a ponte 25 de Abril e a vila de Trafaria contam-se onze vales de extensão variável, sendo cinco deles suspensos uma ou mais dezenas de metros acima do nível do rio Tejo. Os vales das bacias menores encontram-se em regra suspensos a cotas variáveis e os restantes, integrados em bacias mais extensas, terminam ao nível do rio. Quanto ao vale da Trafaria, constitui a parte

vestibular de uma bacia hidrográfica já de certa importância, ocupando uma área de vários quilómetros quadrados. A linha de água principal é constituída pelas valas da Caneira (trecho montante) e da Enxurrada (trecho jusante) formando entre si, grosseiramente, um ângulo recto. A primeira é uma linha de água subsequente e a segunda é obsequente como a totalidade dos vales que se dirigem para o Tejo. Ao contrário da generalidade destes últimos, a ribeira da Enxurrada é, no entanto, de nítido controlo tectónico.

3 - Na colina interrompida a poente pela arriba fóssil, a maior parte da drenagem faz-se para nordeste, na direcção da Vala da Enxurrada, em três valeiros cujo traçado rectilíneo é aproximadamente paralelo à direcção das camadas. O facto do talude virado ao mar ser coroadado, em grande parte da sua extensão, por formações areníticas, mais ou menos compactas e, ao mesmo tempo, relativamente permeáveis, não facilita o seu entalhe tal como se observa ao longo dos taludes sobranceiros ao rio Tejo, nomeadamente a oeste da ponte. Apenas junto às instalações de armazenamento de combustíveis da OTAN em S. João de Caparica onde, ao nível da crista da arriba, afloram terrenos essencialmente silto-argilosos muito menos permeáveis, ocorrem alguns ravinamentos bem marcados. São, porém, entalhes de extensão reduzida e de evolução provavelmente lenta uma vez que a topografia na zona da crista não é de molde a facilitar uma drenagem eficaz na direcção do talude.

3.3.2 - Escoamento subterrâneo

Para além da baixa permeabilidade que, na sua generalidade, os terrenos miocénicos apresentam, e discutida anteriormente, a exiguidade transversal da costeira que conforma as colinas de Almada, correspondendo a uma área de alimentação restrita, aliada às características estruturais do maciço miocénico, em monoclinal inclinando para SSE, não favorecem a ocorrência de aquíferos importantes na zona dos taludes. Para mais, a crescente urbanização dos terrenos do topo da costeira, nomeadamente sobre todo o trecho entre Cacilhas e a colina do monumento a Cristo-Rei e, nos últimos anos, sobre vastas áreas mais a poente, tem vindo a reduzir drasticamente a aptidão dos solos à infiltração das águas pluviais.

Contudo, a ocorrência de algumas surgências e poços em diversos pontos no sopé dos taludes comprova a existência de afluxos subterrâneos dirigidos de sul para norte no interior das camadas miocénicas. Um bom exemplo disso é a Fonte da Pipa, à cota (5.00), imediatamente a nascente de Olho de Boi. Trata-se de um fontanário setecentista actualmente seco, se bem que tenha sido durante séculos a principal fonte de abastecimento de água doce de Almada. Foi, inclusivamente, importante local de aguada para os navios que demandavam o Tejo. Uma falha normal de grande rejeito vertical encontra-se na origem desta antiga fonte. Cerca de 280 m para nascente, na denominada "Praia das Lavadeiras", sob a escarpa da Boca do Vento, havia outra surgência

permanente que, tal como a da Fonte da Pipa, secou definitivamente nos anos 60 (Flores, 1987).

Outro exemplo encontra-se na base da escarpa adjacente à praia de Arrábida, próximo de Palença de Baixo. Trata-se de uma pequena galeria ao fundo da qual existe um poço para captação de água, com boca aproximadamente à cota (4.00). Todo este sistema colector se localiza no interior da unidade das "areolas da Estefânia". Esta unidade, juntamente com os calcários e arenitos calcários da unidade sobrejacente (unidade III), constitui um sistema aquífero importante pelo facto de ambas se encontrarem confinadas pelos terrenos essencialmente siltosos a silto-argilosos das unidades de Cotter I ("argilas dos Prazeres") e IVa ("argilas azuis de Forno do Tijolo").

Na **Fig.3.21** esquematiza-se o modo como se processa o escoamento subterrâneo transversalmente à costeira: aquele far-se-á ao longo das formações mais arenosas e das camadas calcárias e/ou fossilíferas, nomeadamente através das fracturas que compartimentam estas últimas, as quais constituem aquíferos confinados ou semi-confinados pelas camadas siltosas e silto-argilosas, praticamente impermeáveis. Como estes dois conjuntos de litologias se dispõem em alternância desde o nível do rio até ao topo da costeira, existem condições favoráveis à ocorrência de numerosos aquíferos suspensos, facto que é comprovado pelas surgências que se observam a diferentes cotas ao longo da área em estudo.

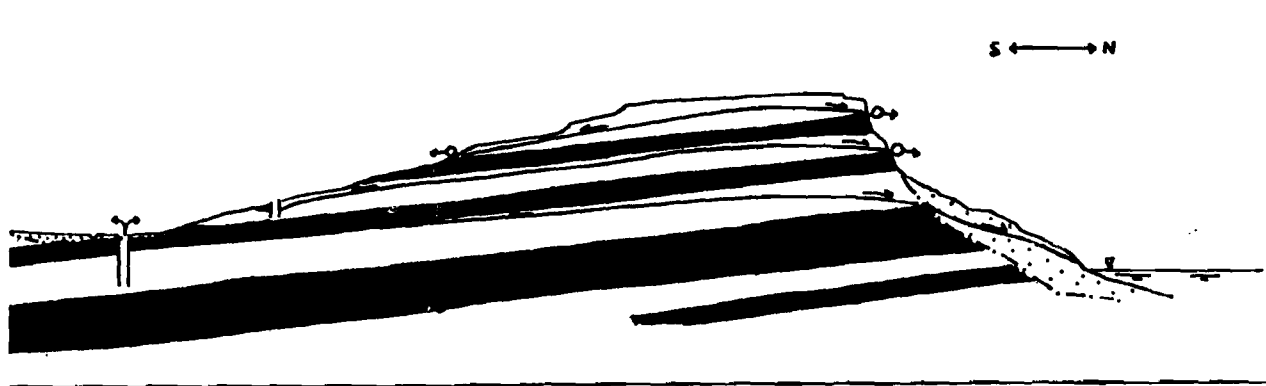


Figura 3.21 - Corte esquemático transversal da costeira de Almada, mostrando o escoamento subterrâneo ao longo dos diferentes terrenos que a conformam.

Em Fonte Santa, um pouco a sul de Porto Brandão existe, aproximadamente à cota (60.00), um antigo fontanário que deu nome ao lugar. A surgência deverá estar associada à passagem, no local, da espessa bancada dos "calcários de Musgueira" (unidade Va₃ de Cotter). Esta camada,

confinada inferiormente por terrenos siltosos do topo da unidade das "areias com *Placuna miocenica*" (Va₂), mergulha para o interior da vertente precisamente no local onde se encontra a dita fonte. Mais a montante, junto à localidade de Torre, na zona de cabeceira do vale de Porto Brandão, uma pequena lagoa coberta de vegetação hidrófila assinala a ocorrência de um aquífero suspenso no topo da costeira, que alimenta alguns dos numerosos poços agrícolas existentes nas proximidades.

Por fim, na arriba fóssil, sobranceira à Costa de Caparica, observa-se um extenso alinhamento de surgências que provêm de um aquífero livre, suspenso, associado a um conjunto de estratos arenosos mais ou menos consolidados, relativamente permeáveis e pertencentes às unidades de Cotter VIb, VIc e VIIa, assente sobre depósitos essencialmente siltosos ou argilo-siltosos que confinam inferiormente o aquífero (unidade VIa). Ao longo do contacto entre as duas litologias, observa-se a escavação profunda que os estratos arenosos inferiores sofreram devido à erosão interna pelas águas exurgentes ("*pipping*"). Por seu lado, os estratos silto-argilosos subjacentes àquele contacto estão sujeitos a um constante amolecimento pela água para além de outros fenómenos como dissolução ou alteração química, com efeitos importantes na diminuição das suas características mecânicas.

Numa nota sobre o cadastro hidrogeológico da margem Sul do Tejo, no qual se faz a análise dos poços e furos de captação de água existentes na costeira de Almada e regiões contíguas, **Rodrigues-Carvalho et al. (1991)** concluem que os caudais mais importantes são obtidos no reverso da costeira e zonas baixas mais a sul verificando-se, aí, situações de artesianismo em consequência da orientação geral dos estratos miocénicos os quais, como é sabido, mergulham para sul ou SSE. A juntar a este facto, os depósitos arenosos plio-plistocénicos que se sobrepõem àquelas formações para sul da via rápida IC 20 funcionam, dada a sua permeabilidade muito superior, como importantes áreas de recarga dos aquíferos subjacentes.

Quase todos os furos de captação registados por aqueles autores foram detectados na zona de Charneca de Caparica, alguns quilómetros a sul da costeira de Almada. Aí, em terrenos pertencentes essencialmente ao Pliocénico ou mais recentes registaram-se caudais compreendidos entre 0,7 l.s⁻¹ e 3,6 l.s⁻¹, rondando a média cerca de 1,7 l.s⁻¹. Na área em estudo e interessando o maciço miocénico, foi encontrado um furo de captação produtivo, localizado próximo de Murfacém, que fornecia 1,4 l.s⁻¹ (**Rodrigues-Carvalho et al., op.cit.**). Noutro furo entretanto realizado (**Personda, 1989**), também no Miocénico porém situado em plena encosta meridional, na zona de Pera, obteve-se um caudal de 2,8 l.s⁻¹.

Na zona dos taludes virados ao Tejo, por seu lado, os maiores caudais foram detectados em poços intersectando depósitos de vertente e/ou terrenos aluvionares ao longo de algumas das linhas de água que se dirigem para o rio. Notou-se uma estreita dependência desses caudais com

os períodos de maior precipitação o que permite concluir sobre a importância destes terrenos deslocados como áreas de recarga. Quanto aos terrenos miocénicos *in situ*, certas camadas mais arenosas e, principalmente, os estratos calcários fissurados serão os principais responsáveis pela infiltração das águas pluviais, facto já referido anteriormente.

Anote-se, contudo, que a maior abundância de furos de captação na zona de Charneca de Caparica, não terá tanto a ver com a maior ou menor produtividade dos aquíferos aí existentes mas tê-lo-á, principalmente, devido à maior necessidade de abastecimento de água para uso doméstico naquela área densamente povoada.

CAPÍTULO 4

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DOS TALUDES

4.1 - IMPORTÂNCIA DOS MOVIMENTOS DE TERRENOS NA EVOLUÇÃO DAS VERTENTES

A evolução das formas do relevo está directamente relacionada com os mecanismos de instabilidade que afectam as vertentes. **Crozier (1986)** adianta que, em qualquer interpretação geomorfológica, a instabilidade manifesta-se em condições muito específicas, de curta duração em termos geológicos, nas quais os taludes tendem a sofrer reduções no seu peso, altura e declive em consequência de uma alteração das condições geológicas ou ambientais (clima, ambiente sismo-tectónico, posição do nível de base geral, etc.).

Os movimentos de terrenos, ou movimentos de massa, uma das consequências directas daqueles mecanismos, não são mais do que um processo de ajustamento do relevo que, com o tempo, vai dando lugar a condições bem diferentes daquelas que permitiram a sua ocorrência. Não havendo posteriores alterações no meio, a morfologia aproximar-se-à de um estado de estabilidade característico das novas condições geoambientais.

Assim sendo, conclui-se que a expressão geomorfológica dominante da evolução do relevo corresponde à transferência de material dos locais de desnudação (**Crozier, op. cit.**), em regra localizados nas zonas mais elevadas, para os locais de acumulação, normalmente fundos de vales ou bacias de sedimentação (**Cendrero & Dramis, 1996**). A desnudação resulta não só de uma série de processos nos quais o vento, a água e o gelo se comportam como agentes activos da erosão, como também dos processos que desencadeiam os movimentos de terrenos. Estes últimos, ao serem responsáveis pela transferência, por acção da gravidade de, por vezes, grandes volumes de material de uma só vez pelas vertentes abaixo, desempenham um papel importante na modelação do relevo. Dependendo de diversos factores, nomeadamente geológicos e climáticos, os movimentos de terrenos podem mesmo traduzir os principais processos morfogenéticos de uma dada região, como é o caso da área em estudo.

É na generalidade aceite que as características morfológicas das vertentes reflectam os mecanismos evolutivos sofridos pelos terrenos que as constituem até ao presente e, mantendo-se as mesmas condições ambientais, pelos tempos futuros. Segundo **Francis (1987)**, as

características morfológicas dos taludes são interpretadas com base nos mecanismos que os afectam, uma vez que a compreensão dos processos que controlam essas formas permite a definição da morfologia actual, futura e, até certo ponto, passada, com o fim de ajudar ao conhecimento da evolução da paisagem.

O mecanismo da evolução das vertentes pode depender da importância relativa da precipitação e da permeabilidade dos solos que as cobrem. Se a precipitação for muito intensa, a erosão superficial poderá ser o processo dominante de instabilização. Se, pelo contrário, a permeabilidade daqueles solos for suficientemente elevada, o aumento das tensões intersticiais a nível subsuperficial poderá ser o principal agente instabilizador dos terrenos.

Na opinião de **Cendrero & Dramis (1996)**, o papel dos movimentos de terrenos na evolução da paisagem pode ser avaliado de duas maneiras distintas:

- demonstrando os mecanismos e processos que operam ao nível de elementos morfológicos ocorrentes ao longo do perfil de uma vertente;
- determinando a contribuição quantitativa dos movimentos de terrenos na evolução do relevo à escala de uma determinada área, como um vale ou toda uma região.

Posto isto, é necessário conhecer, para além das características geológicas e geotécnicas, a história geomorfológica a fim de avaliar o papel dos movimentos de terrenos na evolução das vertentes. Aplicam-se, deste modo, modelos de estabilidade aos taludes, sendo para tal necessário um conhecimento tão completo quanto possível da sua geometria, características dos solos superficiais e do "firme", parâmetros físicos e mecânicos como o peso específicos dos materiais, coesão e ângulo de atrito interno, porosidade e permeabilidade dos terrenos. A confrontação de tais modelos com certos agentes relevantes da geodinâmica externa, como o clima (nomeadamente precipitações médias anuais ou mensais, frequência e durações média e máxima de chuvadas contínuas, etc.), as características hidrológicas e hidrogeológicas, e as características sismológicas locais, possibilita a determinação das condições geoambientais susceptíveis de provocar a rotura dos terrenos.

Sendo o clima um dos factores mais relevantes no desencadear dos movimentos de terrenos, as alterações que ele possa ter sofrido nos últimos tempos geológicos podem ser responsáveis por mudanças sensíveis num relevo que se encontrava estável sob condições climáticas diferentes das actuais. Isto aplica-se, nomeadamente, no caso das vertentes ao longo de um mesmo vale, onde se comparam, por exemplo, os declives típicos das zonas que poucas alterações sofreram com os das zonas nitidamente modificadas pela sucessiva ocorrência de movimentos de terrenos.

Contudo, e como foi atrás referido, não são só os agentes climáticos que induzem a modelação do relevo. Ao propor modelos conceptuais de distribuição no espaço e no tempo dos movimentos de terrenos para explicar o papel destes na evolução das vertentes, **Palmquist & Bible (1980)** consideraram as seguintes variáveis independentes fundamentais no controlo dos movimentos de terrenos numa região com uma determinada geologia e actuantes ao longo de um período de tempo da ordem do milénio ou da dezena de milhares de anos:

- o clima (temperatura, precipitação e evapotranspiração);
- a actividade tectónica (uma vez que os levantamentos crustais permitem o contínuo encaixe dos vales por escavação do talvegue pelos rios ou águas de escorrência, acelerando a evolução das vertentes contíguas);
- os sismos (cujas vibrações incrementam as tensões intersticiais e diminuem a resistência ao corte dos terrenos).

Os mesmos autores propuseram alguns critérios para a identificação das causas de rotura dos taludes, a sua cronologia relativa e a sua instabilidade potencial num contexto de evolução do relevo. Para tal, basearam-se no facto de que, em taludes cujas inclinações se encontram próximas da situação de equilíbrio limite, a rotura pode ocorrer em consequência de agentes desencadeadores como um sismo, um episódio de chuva intensa ou o aumento da inclinação média de uma vertente devido ao entalhe do canal de escoamento por um rio ou torrente ou ainda devido a causas artificiais.

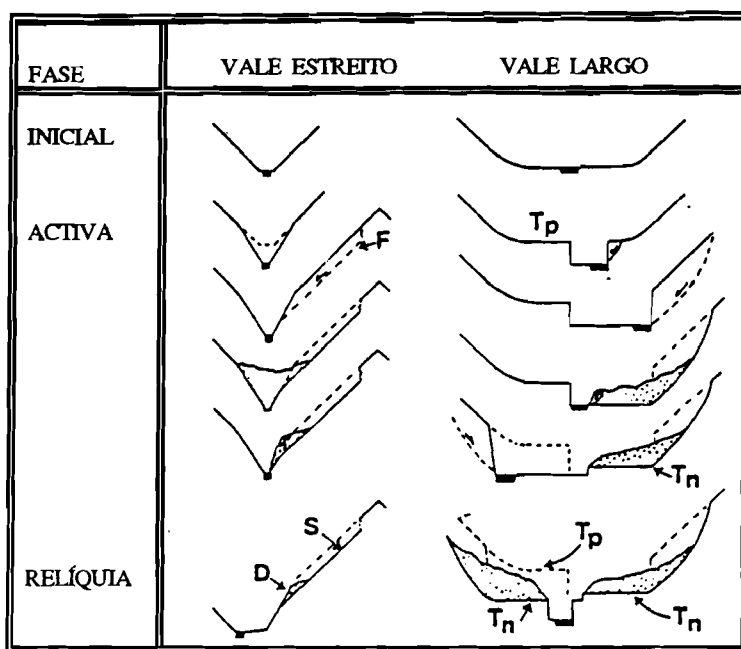
Para cada modelo, aqueles autores analisaram as alterações ocorridas nos perfis transversais de vales devidas a escorregamentos ao longo das vertentes, em diferentes fases da evolução destes últimos: fases inicial, activa e de relíquia.

A - Modelo de roturas num vale em entalhe contínuo (**Fig.4.1**). Este modelo explica a evolução por rotura das vertentes tanto para o caso de vale estreito como para o caso de vale largo, sendo comum o facto de, uma vez que o rio ou torrente ainda não atingiram o nível de base, haver um constante aprofundamento do talvegue com aumento do declive geral das vertentes. Os materiais deslocados pela encosta abaixo vão sendo removidos ao longo da linha de água, ficando nas vertentes, em situação metaestável, algumas relíquias que permaneceram fora da influência da zona de entalhe.

B - Modelo de roturas por razões puramente climáticas e com nível de base atingido (**Fig.4.2**). O aumento das tensões intersticiais nos terrenos por subida generalizada dos níveis freáticos devida a um incremento da precipitação, vai impôr a diminuição da resistência ao corte desses

Figura 4.1 - Modelo de roturas num vale em entalhe contínuo.
Adaptado de **Palmquist & Bible (1980)**.

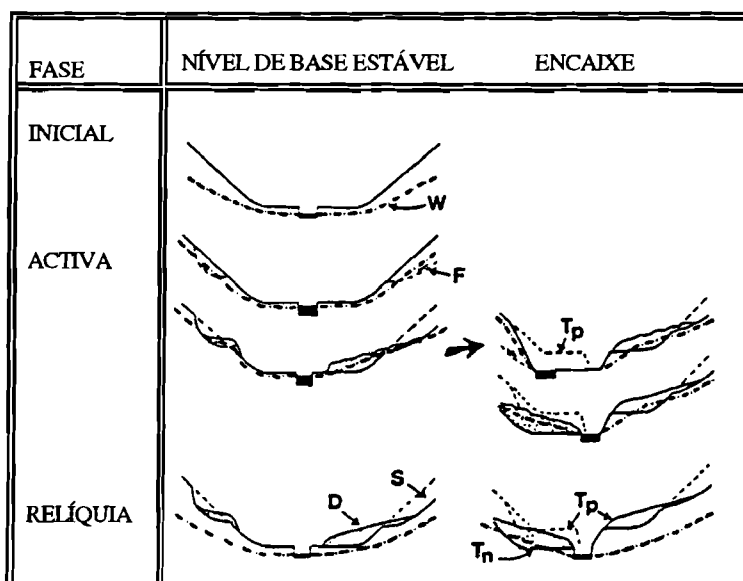
F: Superfície de rotura potencial
S: Escarpa de topo
D: Depósitos de terreno deslocado
Tp: Terraço geminado
Tn: Terraço não geminado



terrenos. Ao mesmo tempo, e devido à mesma variação climática, o escoamento torrencial aumenta, podendo originar, devido ao trabalho de sapa sobre as margens, o alargamento do canal de escoamento. Tudo isto favorece a instabilização das vertentes. Quando o clima se torna mais seco, regressam as condições de maior estabilidade e as acumulações de materiais derivados da rotura das vertentes atingem a fase de relíquia, estável.

Figura 4.2 - Modelo de roturas por razões puramente climáticas e nível de base atingido.
Adaptado de **Palmquist & Bible (1980)**.

W: Nível freático
F: Superfície de rotura
S: Escarpa de topo
D: Depósitos de terreno deslocado
Tp: Terraço geminado
Tn: Terraço não geminado



C - Modelo de roturas devidas unicamente a sismos - A instabilização das vertentes é provocada pela diminuição da resistência ao corte provocada pelo aumento das tensões intersticiais derivado das vibrações impostas às partículas pelos sismos. Este modelo é particularmente importante em

regiões de materiais pouco consolidados e sismicidade elevada. Como é evidente, os picos de distribuição de escorregamentos no tempo coincidem com períodos de máxima actividade sísmica, seguindo-se um decréscimo gradual da frequência das instabilizações.

A cronologia das ocorrências de instabilidades, bem como a localização destas ao longo das vertentes, são necessárias para identificar o modelo de roturas válido para uma dada região. Assim, os escorregamentos em vales em entalhe contínuo apenas surgem no sopé das vertentes, no fundo de vales, ou no sopé remobilizado de escorregamentos antigos; os escorregamentos induzidos pelo clima, assim como os de origem sísmica, ocorrem nas vertentes a meia encosta, nos terraços, nos fundos de vale e nos depósitos de movimentos de terrenos anteriores. De acordo com estes autores, o reconhecimento do tipo de modelo de escorregamento que opera numa dada região, não só fornece os meios para avaliar de que modo as roturas dos terrenos influenciam o afeiçoar do relevo, mas também fornece pistas respeitantes à sua estabilidade no presente.

Não sendo tais modelos facilmente aplicáveis, por necessitarem da avaliação de idades absolutas para datar as ocorrências que afectaram uma dada área durante um período de tempo muito vasto (milhares de anos), poderão contudo ser úteis como ponto de partida para o entendimento dos processos que, de alguma forma, têm ajudado a moldar o relevo na região interessada por este estudo.

Ao admitir-se que, numa dada região, são os movimentos de terreno que controlam o perfil das vertentes, entra-se em linha de conta com o conceito de talude em equilíbrio limite (*threshold slope*), definido por **Carson (1975 in Francis, 1987)**: "(...) para um talude natural talhado em terreno brando, existe um dado valor do seu declive acima do qual, de tempos a tempos, ocorrerão movimentos súbitos de massa e, abaixo do qual, o material que constitui o talude é estável no que concerne aos processos que desencadeiam aqueles movimentos". A análise dos declives de taludes em equilíbrio limite tem provado ser uma ferramenta eficaz na compreensão da morfologia dos taludes uma vez que aqueles declives são, em grande medida, controlados pelos mecanismos de instabilização.

Contudo, se por um lado algumas vertentes se podem encontrar em equilíbrio limite, no que diz respeito aos declives que apresentam, não é menos verdade, como refere **Francis (op. cit.)**, que o conhecimento da sua história evolutiva é necessário para se compreender o papel que os mecanismos dos movimentos de terrenos tiveram no seu desenvolvimento. O estado evolutivo dos taludes traduz as alterações do meio envolvente (mudanças climáticas, variações do nível de base, etc.) as quais controlam o regime da erosão e a maior ou menor propensão para a ocorrência de movimentos de massa em vertentes.

Os taludes cujo sopé se encontra, ou se encontrou até tempos geológicos recentes, sujeito à acção das águas do mar ou de grandes rios são denominados de arribas marinhas ou fluviais, respectivamente, e apresentam declives variáveis consoante a sua litologia e a intensidade relativa dos diferentes agentes da erosão. Quando a acção erosiva da ondulação na base do talude é francamente dominante este, independentemente da litologia que o constitui, apresenta um perfil simples definido por um só elemento rectilíneo, em regra vertical. Por outro lado, quando o papel da ondulação decresce em detrimento dos agentes da erosão sub-aérea, o declive tende a suavizar-se e aumenta a dependência do perfil em relação às heterogeneidades do suporte litológico. Nestas condições, o perfil do talude adopta formas mais complexas. A **Fig.4.3** esquematiza as alterações sofridas pelo perfil de arribas homogéneas ou constituídas por camadas de diferentes resistências, tendo em conta a importância relativa das erosões marinha e sub-aérea.

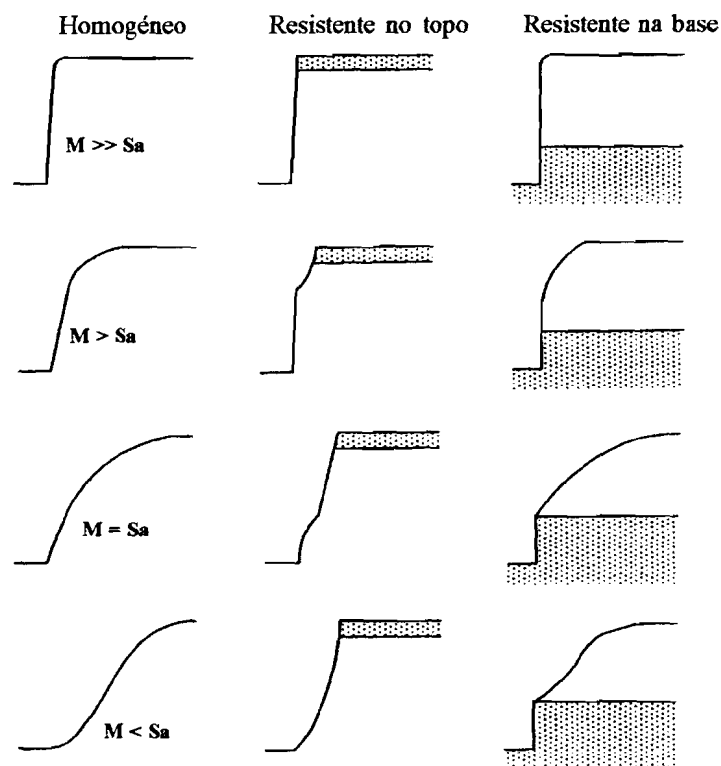


Figura 4.3 - Efeito da variação da resistência das rochas no perfil de uma arriba (M: erosão marinha; Sa: erosão sub-aérea). Adaptado de Emery & Kuhn (1982 in Viles & Spencer, 1995).

No respeitante aos taludes da área em estudo, a descrição dos principais mecanismos responsáveis pela sua evolução passa, necessariamente, pela análise de todos os aspectos geomorfológicos presentes na área, nomeadamente a geometria das encostas e as características da rede de drenagem que os intersecta. Estes aspectos podem ser confrontados com a influência da geologia e, no que diz respeito aos taludes sobranceiros ao rio Tejo, com a acção fluvial no modelado do terreno. A interferência do Homem não deve, também, ser descurada.

Regra geral, os taludes da costeira de Almada evoluem através do desencadeamento de movimentos de massa cujo mecanismo difere de local para local consoante as características litológicas e morfológicas presentes e consoante a intensidade de actuação dos diferentes agentes modeladores do terreno.

A sintetização dos elementos obtidos numa análise geomorfológica de pormenor efectuada sobre a região, poderá conduzir a algumas conclusões respeitantes à evolução passada e futura dos referidos taludes. Estes aspectos vão ser tratados nos sub-capítulos seguintes, que se debruçarão sobre os taludes e as bacias de drenagem adjacentes (**Fig.4.4**), bem como sobre o papel da geologia e da acção erosiva do Tejo no seu modelado.

4.2 - DESCRIÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA EM ESTUDO

4.2.1 - Taludes

O perfil transversal de um talude contem duas unidades morfológicas principais (**Rice, 1988**): os elementos rectilíneos, ou facetas, nos quais o declive se mantém constante, e os segmentos curvos, ao longo dos quais o declive se altera de uma forma constante e mais ou menos regular. Estes últimos subdividem-se, por sua vez, em segmentos côncavos e segmentos convexos. A passagem de um elemento para outro verifica-se ou por uma transição gradual ou por uma quebra mais brusca desenhando, no perfil, uma variação angular nítida.

Na descrição morfológica dos taludes em estudo, adoptou-se o critério utilizado por **Rebello (1966-67)** no qual se distinguem vertentes simples de vertentes complexas consoante apresentem um ou mais segmentos convexos (**Fig.4.5**). A mesma descrição é feita por sector geomorfológico e ilustrada por perfis topográficos tipo, realizados sem sobrelevação a partir da planta topográfica do Concelho de Almada na escala 1:1 000, datada de 1995.

Remete-se o leitor para a **Fig.1.1**, na página 2 desta dissertação, a fim de melhor localizar a toponímia referida ao longo do presente capítulo.

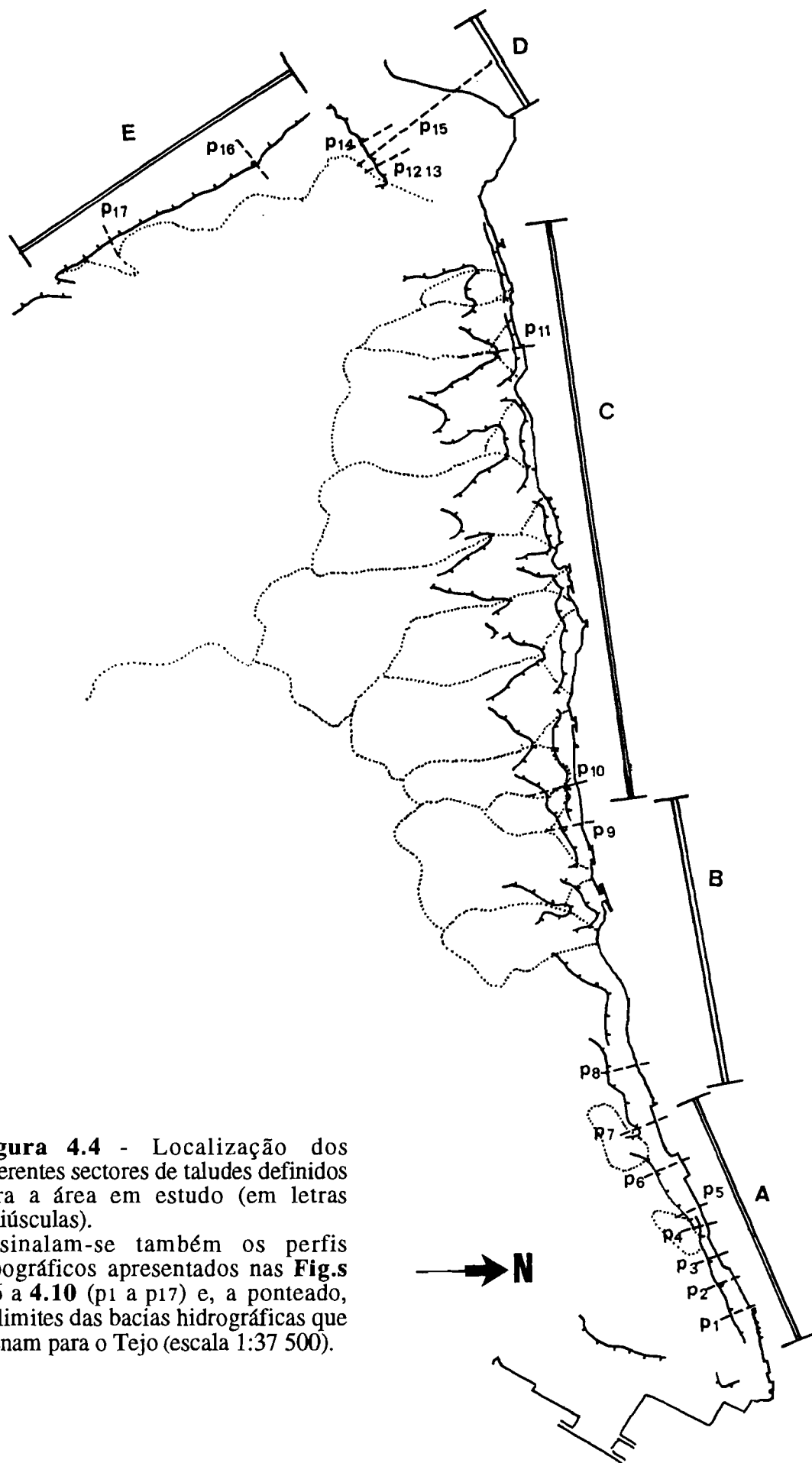


Figura 4.4 - Localização dos diferentes sectores de taludes definidos para a área em estudo (em letras maiúsculas). Assinalam-se também os perfis topográficos apresentados nas **Fig.s 4.6 a 4.10** (p1 a p17) e, a ponteados, os limites das bacias hidrográficas que drenam para o Tejo (escala 1:37 500).

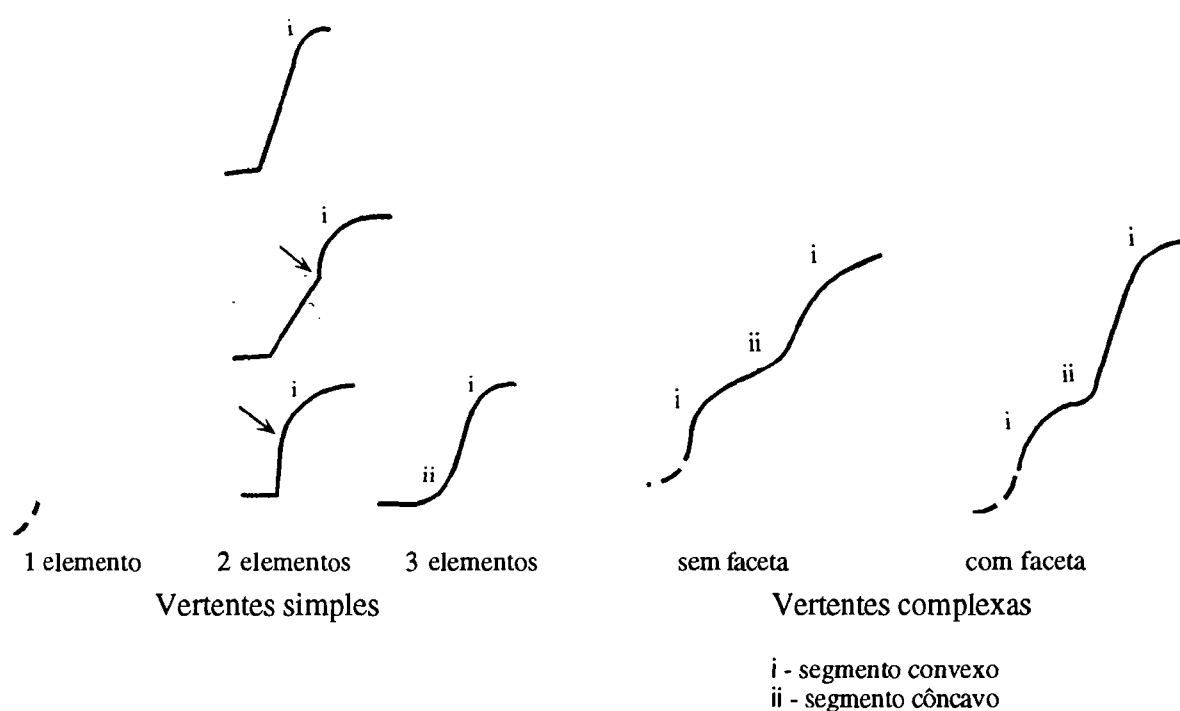


Figura 4.5 - Modelos de vertentes simples com um, dois e três elementos e de vertentes complexas sem e com elemento rectilíneo (ou faceta) definidos por **Rebello (1966/67)** para o vale do rio Dueça.

Sector A: Entre Cacilhas e Arealva (**Fig.4.6**) ocorre uma escarpa contínua de vertente simples cujo perfil, de cima para baixo, é iniciado por um elemento rectilíneo que desce em abrupto a partir da crista até um segmento inferior, tendencialmente côncavo. Este último elemento corresponde, regra geral, ao perfil dos depósitos provenientes da desagregação da escarpa. A crista encontra-se cerca de 70 m a 90 m acima do nível do rio e não sofre interrupções sensíveis ao longo do seu traçado longitudinal, salvo em dois locais onde é rebaixada por pequenos valeiros suspensos, de muito curta extensão e pequeno encaixe. Observa-se que a faceta superior tende a crescer de este para oeste atingindo, na zona dos perfis 6 e 7, os maiores desníveis verticais naturais de toda a área: mais de 40 m de parede rochosa desde a crista até aos depósitos de vertente que cobrem todo o trecho inferior da escarpa.

Na zona de Boca do Vento, num trecho restrito a meio deste sector, o perfil da escarpa modifica-se um pouco. Sob o Miradouro de Almada (perfil 3), a escarpa inicia-se por um trecho rectilíneo, mas algo afastado da verticalidade (cerca de 57° de inclinação), seguido por um elemento inferior côncavo muito reduzido o qual, ainda hoje, termina sobre uma pequena praia. Um pouco mais a poente, num local onde a escarpa avança sobre o rio, as acções tanto dos agentes sub-aéreos como do próprio Homem terão modificado o que seria originalmente uma vertente constituída por duas facetas rectilíneas sobrepostas, a superior apresentando-se com um declive de cerca de 50° e a inferior descendo sub-verticalmente sobre a margem do Tejo (perfil 4).

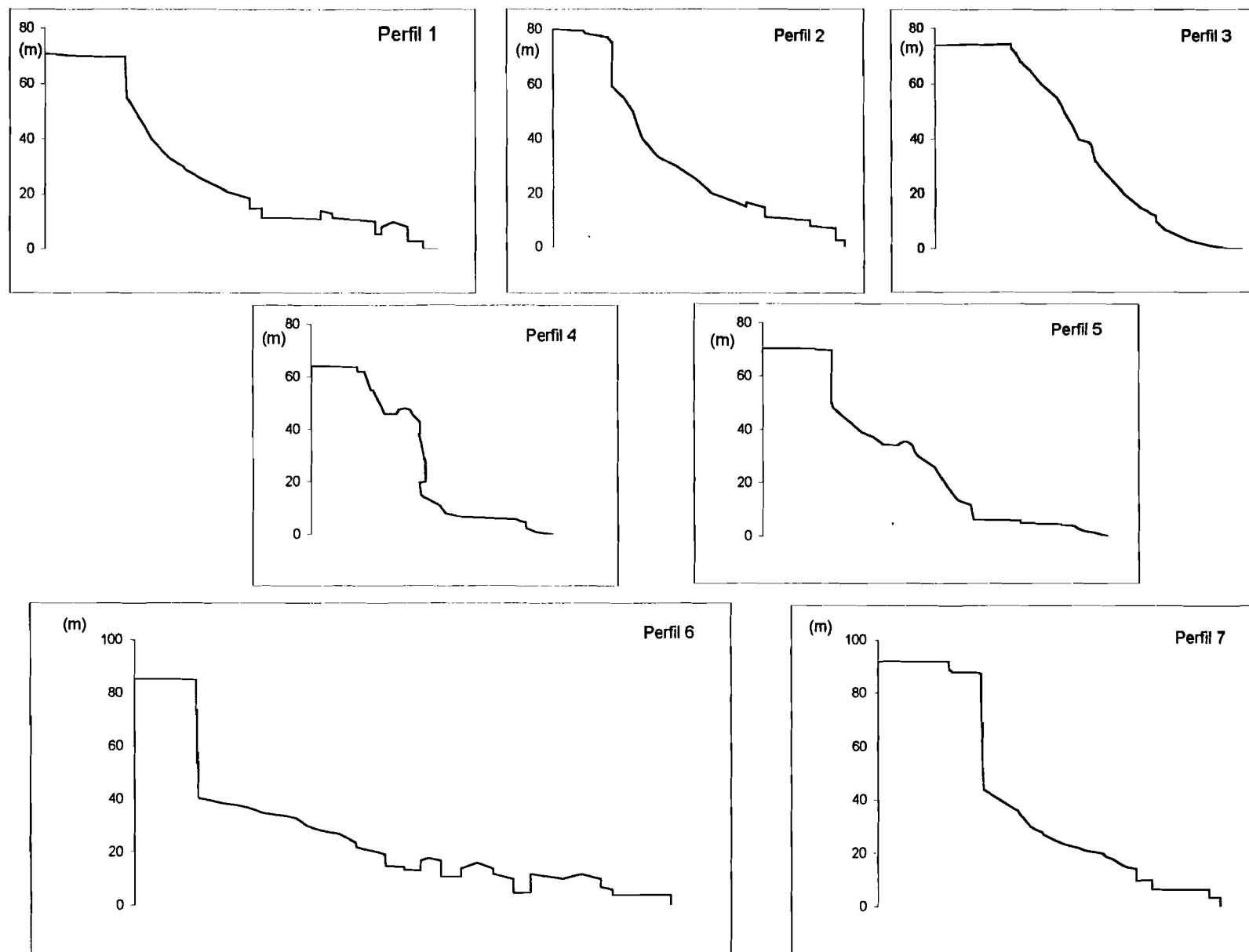


Figura 4.6 - Alteração do perfil dos taludes ao longo do sector A. Perfil 1: a nascente do Castelo; Perfil 2: Castelo; Perfil 3: miradouro de Almada; Perfil 4: Palácio da Cerca; Perfil 5: Fonte da Pipa; Perfil 6: Seminário//Olho de Boi; Perfil 7: idem, a poente do vale do Seminário.

Algumas dezenas de metros a oeste, a escarpa volta a afastar-se da margem, a faceta inferior torna-se menos abrupta e regressa, conformando a crista, uma faceta sub-vertical (perfil 5).

Sector B: Entre Arialva e Montalvão, a crista eleva-se às cotas (105.00) a (115.00). Aqui, é possível definir uma zona de transição para o sector seguinte pois, para além do declive geral da encosta sofrer uma diminuição sensível, esboça-se, como mostram os perfis 8 e 9 da **Fig.4.7**, um perfil-tipo complexo, com um sector nitidamente convexo ao nível da crista e outro a meia encosta. Ambos são separados, em geral, por uma quebra de declive por vezes pouco pronunciada, tendendo para um elemento intermédio côncavo.

Comparativamente ao sector anterior, observa-se uma redução nos volumes de depósitos de vertente ao mesmo tempo que não se verifica continuidade lateral ao nível da crista uma vez que a vertente é diversas vezes interrompida por linhas de água cujo encaixe tende a ser maior de este para oeste. Este aspecto torna-se mais evidente no sector seguinte, que se estende até à zona de Trafaria.

Há ainda a reter, no sector B, as profundas modificações impostas pelo Homem que mascararam, em grande parte, a morfologia original, sem dúvida o facto mais notável que levou à sua diferenciação (ver **Foto 4.4**). As perturbações no equilíbrio geomorfológico e hidrogeológico local derivadas de intervenções antrópicas mais ou menos profundas, encontram-se bem patenteadas em **Rodrigues-Carvalho & Costa (1986)**. A possibilidade de se terem realizado escavações em diversos locais a meia encosta, suscita algumas dúvidas quanto à génese de algumas formas do terreno. Tais escavações podem ter sido efectuadas para extracção de argilas ou para abertura de antigos acessos cujas evidências, com o seu abandono, se encontram hoje em dia apagadas pela erosão e pela vegetação espontânea. O mesmo problema pode ocorrer em relação a acumulações de aterro, por vezes difíceis de distinguir dos depósitos naturais que cobrem as vertentes.

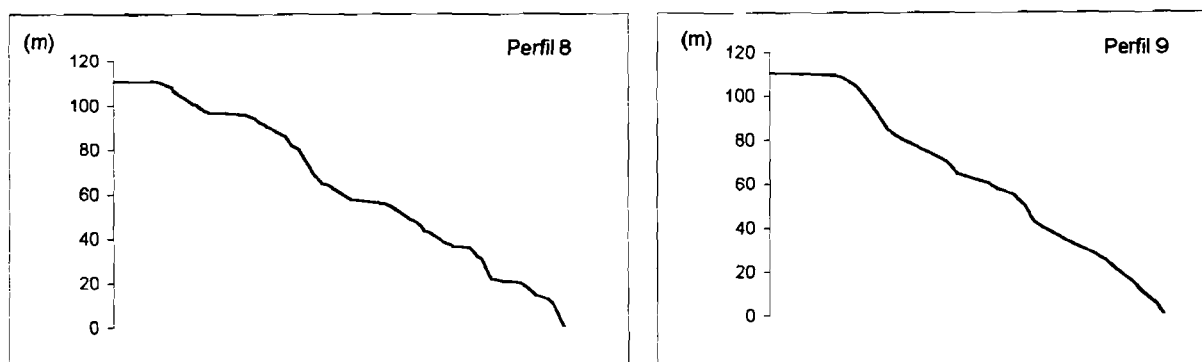


Figura 4.7 - Sector B. Perfis-tipo dos taludes. Perfil 8: Colina do monumento a Cristo-Rei. Perfil 9: Talude entre os vales de Palença de Baixo e de Montalvão.

Sector C: Entre Montalvão e Trafaria, o perfil-tipo torna-se francamente complexo. A sua continuidade lateral é interrompida por oito vales, alguns deles profundamente encaixados, que drenam para o Tejo. Aquela complexidade é traduzida por uma alternância de segmentos convexos, conformando pequenos degraus, bem evidenciados sobre faixas de terreno de menor declive, côncavas (ver **Fotos 4.5 e 4.6**).

Comparativamente aos sectores anteriores, a crista sofre um recuo pronunciado em relação ao sopé. Pelo que se observa nos perfis 10 e 11, **Fig.4.8**, a vertente inicia-se, a partir da margem, por uma arriba de declive em geral forte. A altura desta arriba, que se começou a esboçar no sector anterior e descrita como degrau inferior em **Lamas (1989)**, decresce tendencialmente de cerca de 50 m a nascente de Alfanzina, a 30 m já próximo de Trafaria. O seu perfil é variável, podendo ser representado nalguns locais por um elemento rectilíneo inclinando em regra de 35° a pouco menos de 45° e, noutros locais, por uma sucessão de segmentos curvos alternadamente côncavos e convexos. Neste último caso, a passagem de um para o outro é por vezes representada por uma faceta pouco inclinada, correspondendo a uma pequena plataforma que separa um segmento convexo inferior de um segmento côncavo que se eleva até ao segmento convexo seguinte o qual, por sua vez, conforma a crista deste degrau marginal (perfil 10).

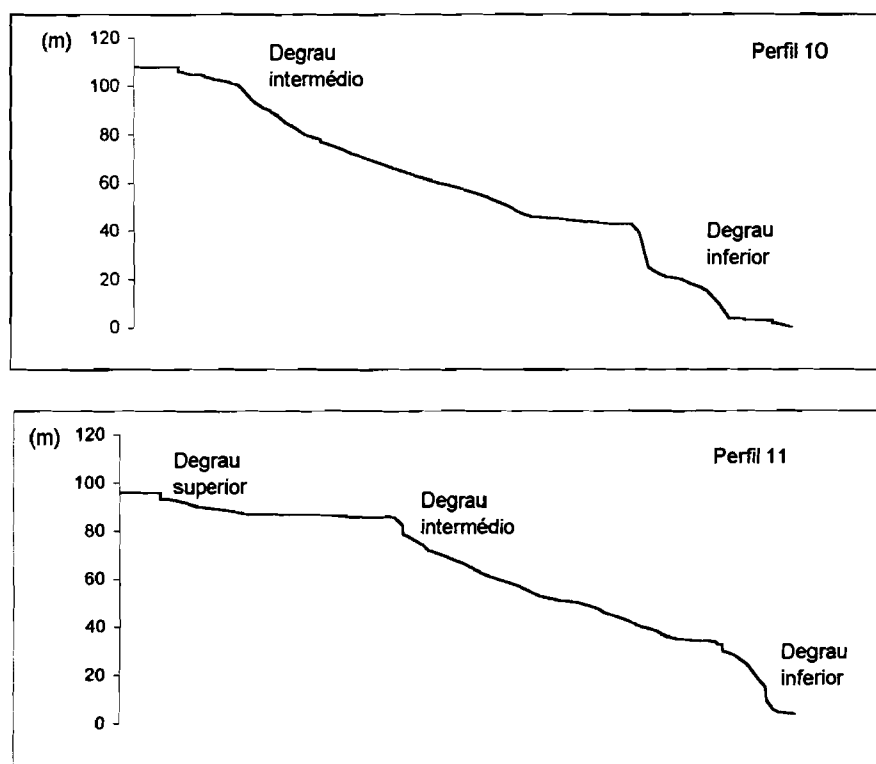


Figura 4.8 - Sector C. Perfis-tipo dos taludes. Perfil 10: talude a nascente do vale de Alfanzina. Perfil 11: talude a poente do vale de Portinho da Costa.

Para trás daquela crista, uma vertente suave, de perfil quase rectilíneo ou levemente côncavo, eleva-se até às cotas (80.00) a (90.00). Aí, irrompe novo segmento convexo, que por vezes toma a forma de uma faceta rectilínea em regra com 6 m a 12 m de altura, denominado de "degrau intermédio" (Lamas, 1989), seguindo-se de novo uma vertente de fraco declive interrompida por pequenos degraus (degraus superiores), com cerca de 2 ou 3 m de desnível, até que se atinge a zona aplanada do topo da costeira, aproximadamente às cotas (115.00) a (120.00).

Sector D: A ponte da vila de Trafaria regressa-se ao perfil de vertente simples. Aqui, é todo o talude que recua algumas centenas de metros, permitindo a acumulação entre este e a foz do rio Tejo de importantes depósitos moveis, dunares (Fig.4.9). As areias eólicas, avançam pela vertente acima por acção dos ventos predominantes de norte e noroeste, ultrapassando, em certos locais, a cota (40.00). Tal é facilitado pelo facto dos declives entre a faixa marginal, dunar, e os terrenos àquela cota serem, em regra, muito suaves.

Por seu lado, o afastamento em relação à zona marginal fez com que os materiais soltos pelo desmantelamento do talude se encontrassem a salvo de qualquer remoção ou transporte pelas correntes fluviais ou marinhas. Deste modo, em quase toda a sua extensão, os depósitos de vertente atingem neste sector espessuras consideráveis sendo apenas possível observar o trecho superior em escarpa, com uma altura que não vai além dos 15 m a 20 m.

Nos perfis 12 e 14, referentes à situação actual do talude, dão uma ideia do tipo de intervenção antrópica desenvolvida nos últimos 50 anos (na cobertura aérea de 1947 não se observa uma única construção no local, enquanto que na de 1958, a ocupação das encostas é já importante). As construções foram implantadas em socacos escavados nos depósitos de vertente e suportados por muros de alvenaria de pedra ou de tijolo. Acima do segmento superior destaca-se uma pequena faceta sub-vertical que termina na crista do talude. O perfil 13, traçado sobre o mesmo alinhamento do perfil 12 numa carta topográfica datada de 1940, assinala uma concavidade, bastante aberta, entre o sopé e a faceta culminante. A comparação entre os dois perfis ilustra bem os efeitos modeladores da ocupação antrópica. O denso aglomerado populacional que aí existe, ocupa a metade superior do trecho côncavo, encontrando-se diversas habitações sujeitas aos efeitos das desagregações ocorrentes no trecho sobranceiro escarpado.

Algumas sondagens realizadas em zonas mais próximas da margem e no próprio rio, frente à localidade de Abas da Raposeira (Construções Técnicas, 1980), permitiram detectar entre as profundidades (-25.00) e (-50.00) uma segunda linha de escarpas, submersa e coberta pelos depósitos aluvionares da barra do Tejo (perfil 15).

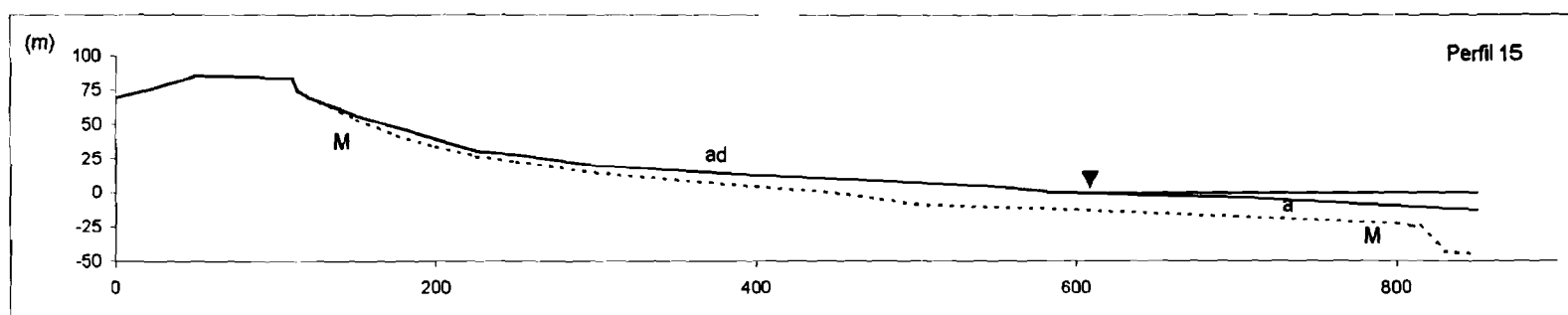
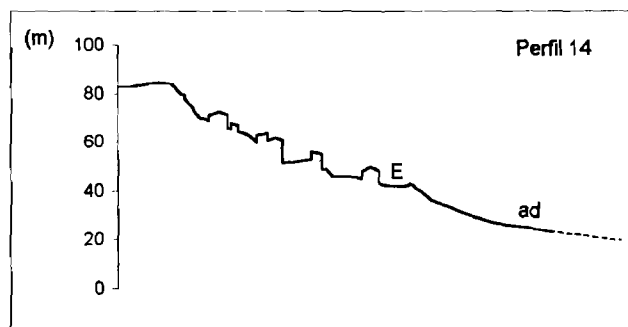
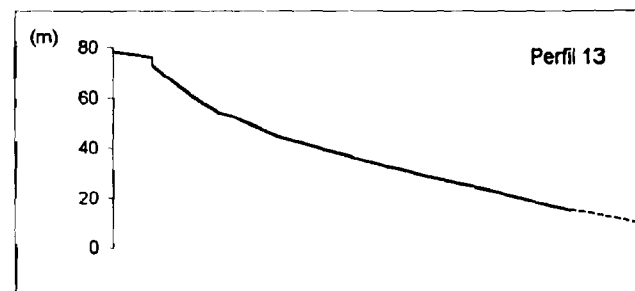
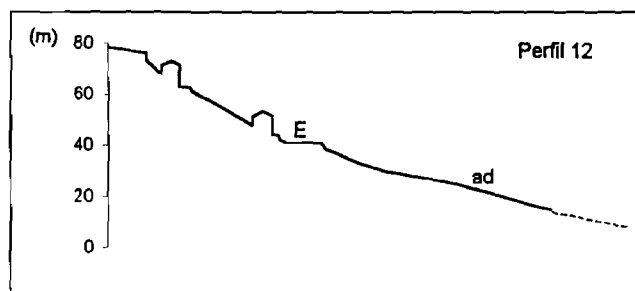


Figura 4.9 - Sector D. Perfis-tipo do talude de Abas da Raposeira. Localiza-se, nos perfis 12 e 14, a posição do casario disposto pela vertente até próximo da escarpa superior. As areias eólicas (ad) atingem a estrada (E) um pouco acima da cota (40.00). O perfil 13 apresenta o mesmo alinhamento topográfico do perfil 12 mas recuado no tempo em cerca de 55 anos. O perfil 15, traçado num mapa de escala inferior (mapa topográfico na escala 1:5.000), mostra o andamento da superfície dos terrenos miocénicos (M) por baixo daquelas areias e das aluviões do estuário do Tejo (a), assinalando-se a posição aproximada de uma segunda linha de escarpas cerca de 25 m abaixo do actual nível do mar.

Sector E - Em S. Pedro da Trafaria, a pequena frente de taludes que corresponde ao sector D sofre uma brusca inflexão para SSE, verificando-se algumas alterações na sua morfologia. Neste último local de fronteira entre sectores, não é possível definir um perfil-tipo de talude uma vez que, para além de aí convergirem dois curtos valeiros suspensos que dissecam o terreno, toda a encosta foi profundamente modificada pela urbanização.

O sector E (**Fig.4.10**) inicia-se a partir dessa zona urbanizada e constitui, já fora da vertente setentrional da costeira de Almada, um terceiro sistema de taludes de vertente em regra simples e praticamente sem interrupções ao nível da crista. Esta encontra-se cerca de 60 m a 80 m acima da planície litoral que se prolonga desde o sopé até à praia. Os declives tornam-se muito mais abruptos, compostos por uma faceta vertical seguida inferiormente por um segmento curvilíneo, ora côncavo ora convexo, francamente menos comprido que no sector anterior. O Homem tem tido aqui um papel relevante na alteração das condições originais de estabilidade ao efectuar importantes escavações sobre a base do talude para construção de moradias, em S. Pedro da Trafaria, e para a implantação de um parque de tanques de combustíveis, em S. João de Caparica. Em certos locais mais a sul, frente a Sto. António de Caparica, algumas plataformas em socalco, por vezes com dezenas de metros de largura, têm sido escavadas nos terrenos soltos acumulados junto ao sopé. Como acontece noutros locais, estes socalcos para aproveitamento agrícola tendem a desenvolver-se para cotas sucessivamente mais altas na vertente, tornando o declive geral mais pronunciado e ajudando à instabilização dos terrenos mais meteorizados ou deslocados que constituem a superfície do trecho inferior do talude.

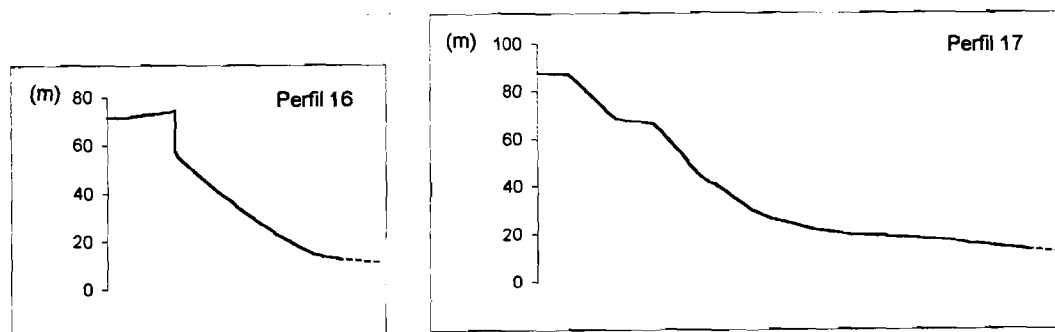


Figura 4.10 - Sector E. Perfis-tipo do talude. Perfil 16: talude sobre Sto. António de Caparica. Perfil 17: talude sobre o parque de tanques de combustíveis em S. João de Caparica.

Entre S. João de Caparica e a via rápida IC 20, o perfil-tipo, é caracterizado por apenas dois elementos: uma faceta superior vertical, com alturas variando entre menos de 2 m e pouco mais de 20 m, seguida inferiormente por um segmento curvo cuja concavidade se vai tornando cada vez mais pronunciada para jusante (perfil 16). Por vezes este segmento apresenta, na sua metade inferior, uma ligeira convexidade, em geral pouco perceptível tanto nas cartas topográficas

analisadas como no próprio terreno. Num trecho mais curto do mesmo sector, na zona sobranceira a S. João de Caparica, a crista recua em relação ao sopé e a faceta vertical superior deixa de existir. Aí, observa-se um perfil de vertente complexa, caracterizado por dois segmentos convexos, um deles conformando a crista (perfil 17). Ambos são seguidos inferiormente por um segmento côncavo. Entre estes dois conjuntos de elementos esboça-se uma estreita plataforma. A este respeito, ver **Fotos 4.10 a 4.13**, no fim do presente capítulo.

4.2.2 - Bacias de drenagem

As bacias hidrográficas das diversas linhas de água que dissecam a costeira de Almada na direcção do Tejo foram alvo de um estudo de pormenor com vista à obtenção de algumas das respectivas características fisiográficas. A base topográfica utilizada foi a planta do concelho de Almada na escala 1:5 000, datada de 1978 e realizada por restituição aerofotogramétrica de fotografias aéreas obtidas em 1976. Sobre ela foi possível traçar as linhas de fecho no topo dos interflúvios que separam as diferentes bacias hidrográficas e um primeiro esboço da rede de drenagem. Esta última foi posteriormente alvo de confirmação por análise, em estereoscopia, de fotografias aéreas de escalas diversas, obtidas em levantamentos de diferentes datas, a fim de verificar até que ponto as recentes modificações impostas pelo Homem tinham alterado o seu traçado original.

A totalidade de levantamentos utilizados permitiu efectuar diversas observações, que incluíram todo o tipo de fenómenos notáveis de interesse para este estudo, naturais ou artificiais e sua cronologia aproximada. O **Quadro 4.1** apresenta uma descrição simplificada dos diferentes levantamentos aerofotográficos estudados.

Uma análise da rede de drenagem ocorrente na área em estudo, se por um lado é simplificada pelo facto desta exhibir, de uma forma genérica, as mesmas características litológicas e estruturais, o que facilita eventuais interpretações, por outro é dificultada devido às numerosas alterações que a morfologia tem sofrido devido a uma já longa ocupação humana, muito acelerada nos últimos 50 anos. A própria agricultura mascara alguns pormenores eventualmente de interesse para este género de abordagens, como se veio a verificar em estudos comparativos envolvendo a análise de cartas datadas do século passado. A elaboração de numerosos perfis topográficos a partir das cartas mais recentes conduziram, por vezes, a erros grosseiros na interpretação fisiográfica dos taludes e, principalmente, das pequenas bacias hidrográficas que os intersectam.

Ultrapassar dúvidas que iam surgindo e corrigir alguns daqueles erros, só foi possível com uma pesquisa cuidadosa de todos os elementos disponíveis. Estes incluíram para além das coberturas aerofotográficas mais antigas, e atrás referidas, cartas topográficas de grande escala, abrangendo apenas parcialmente a área em estudo e quase sempre em reproduções policopiadas que lhes diminuía a qualidade e a precisão de eventuais medições.

Data	Escala aproximada	Designação do levantamento	Zona de taludes abrangidos com estereoscopia
1938	1:7 500	S.P.L.A.L. - Porto de Lisboa	Cacilhas-Trafaria
1947	1:30 000	RAF	Cacilhas-Costa de Caparica
1958	1:7 500	?	Cacilhas-Cova do Vapor
1964	1:6 000	?	Cacilhas-Cova do Vapor
1967	1:25 000	FAP	Cacilhas-Costa de Caparica
1968	1:30 000	V VAP-62 USN P-35	Cacilhas-Costa de Caparica
1972	1:20 000	ARTOP GPDR - Lisboa	Cacilhas-Costa de Caparica
1975	1:10 000	V.BA1 FAP134 - Reservado Almada	Cristo-Rei-S. João de Caparica
1978	1:16 200	V.BA1 FAP37 - Pen. Setúbal Reservado	Cacilhas-Costa de Caparica
1984	1:8 000	V.BA1 FAP73 - Almada	Cacilhas-Cova do Vapor
1984	1:8 000	V.BA1 FAP60 - Almada Seixal	Cova do Vapor-C. de Caparica
1986	1:26 000	V.BA1 FAP78 - Bloco de Lisboa	Cacilhas-Costa de Caparica
1987	1:17 000	V.BA1 FAP134 - Lisboa	Cacilhas-Costa de Caparica
1991	1:8 000	V.BA1 FAP	Cacilhas-Trafaria
1994	1:13 000	V.BA1 FAP	Cacilhas-Costa de Caparica

Quadro 4.1 - Levantamentos de fotografia aérea utilizados.

Descrevem-se em seguida as formas como alguns problemas do tipo acima referido foram resolvidas de modo a, por um lado, tentar abranger, numa caracterização geral, o maior número de bacias de drenagem, e por outro, evitar na medida do possível os efeitos das alterações antrópicas na morfologia dessas bacias.

Sector A: Certos vales foram alvo de uma ocupação tão remota no tempo que a confirmação do traçado da respectiva rede de drenagem só foi possível graças à consulta de cartas antigas, do século XIX. É o caso do pequeno vale do Seminário, que hoje se encontra com o fundo aplanado pela actividade agrícola mas onde, até há um século atrás, corriam paralelamente entre si duas linhas de água até à crista da escarpa sobre a qual o vale se encontra suspenso. Aquelas linhas de água só se juntavam na base do talude, a curta distância da margem do Tejo.

O vale de Boca do Vento, por seu lado, encontra-se totalmente colmatado pelo núcleo medieval da cidade de Almada. A rede de drenagem original era, sem dúvida, muito incipiente dada a pequena extensão do vale e reduzido encaixe entre duas pequenas culminâncias onde se implantaram, a nascente, o Castelo de Almada e, a poente, a Quinta da Cerca. Procurou-se reconstitui-la com auxílio das curvas de nível marcadas em mapa ao longo dos arruamentos.

Sector B: A pequena linha de água que corre ao longo do vale de Montalvão apresenta-se desviada do seu curso original desde, pelo menos, 1958. Nas fotografias aéreas obtidas nesta data, observam-se algumas escavações efectuadas na zona do leito para extracção de argilas. O alargamento destas escavações (levantamento de 1964) fez com que as águas de escorrência passassem a dirigir-se directamente sobre a escarpa contígua, sobranceira ao Tejo, em vez de inflectirem para noroeste como se deduz de fotografias mais antigas (levantamentos de 1938 e 1947). Nestas últimas o traçado da linha de água seguia, ao longo de cerca de 70 m, paralelamente à crista até atingir um abrupto sobre a margem, com cerca de 40 m de altura. Uma planta topográfica na escala 1:2 000 que, pelos elementos que contem, se admite ter sido desenhada em 1958 ou pouco depois, permitiu a realização de um perfil topográfico da referida linha de água. O desenho da rede de drenagem foi baseado nesta planta e confirmado pela análise das fotografias aéreas datadas de 1938 e 1958.

Sector C: Modificações antrópicas anteriores à elaboração da carta na escala 1:5 000, utilizada como base para a delimitação das bacias de drenagem, afectaram os vales da Petrogal e da Esso, onde foram realizados importantes deslocamentos de terras com vista à instalação de parques de combustíveis. As fotografias aéreas obtidas em datas anteriores às intervenções exercidas naqueles vales (levantamentos de 1938, 1958 e 1964) permitiram traçar, com alguma aproximação, a respectiva rede de drenagem original.

Pelas plantas topográficas a que se teve acesso, o trecho final do talvegue que atravessa o vale de Portinho da Costa parece terminar suspenso em mais de 10 m sobre o nível de base. A comparação de fotografias aéreas contemporâneas à construção de um cais de embarque e respectivo acesso rodoviário (levantamento de 1964) com as de datas anteriores (levantamentos de 1938 e 1958), permitiram verificar que o desnível cartografado era devido aos aterros depositados durante aquelas obras e concluir que aquela linha de água, a exemplo de outras de dimensão idêntica ou superior, já tinha atingido o seu nível de base.

A linha de água que atravessa o vale de Porto de Buxos terminava suspensa, junto ao Tejo, numa pequena enseada. Esta encontra-se, desde a instalação da firma Esso em meados da década de 60, parcialmente colmatada por aterros. Medições efectuadas com régua de paralaxe em estereopares de fotografias aéreas obtidas em datas anteriores (levantamentos de 1958 e 1964) permitiram determinar com alguma precisão a cota a que se encontrava suspenso. O mesmo estudo foi feito para o local onde terminava, directamente sobre o rio, o talvegue do pequeno vale onde se viria a instalar aquela firma.

As plantas com a delimitação das bacias hidrográficas, algumas delas com a rede de drenagem parcialmente reconstituída, encontram-se no **Anexo II.1**. Para cada bacia mediu-se a área com planímetro digital. O comprimento das respectivas linhas de água e o perímetro foram obtidos por meio de curvímetro. No caso de vales suspensos, o limite jusante das respectivas bacias coincide

com o topo do desnível assinalado em mapa, não se incluindo, nas medições efectuadas, a progressão da linha de água até à margem do rio. Cada planta de bacia hidrográfica é acompanhada por um perfil da linha de água principal correspondente, sobreelevado cinco vezes, e no qual se assinalam as unidades de Cotter atravessadas.

Os diferentes parâmetros que caracterizam um sistema de drenagem vêm explicados em **Strahler (1975)**, **Knighton (1989)**, **Lencastre & Franco (1992)**, entre outros. Das principais características fisiográficas de uma bacia sintetizadas por estes dois últimos autores, refiram-se as que definem o sistema de drenagem: o tipo de escoamento (perene, intermitente ou efémero), a ordem dos cursos de água (segundo o critério de Strahler) e a densidade de drenagem (segundo **Horton (1933, in Knighton, 1989)**).

O tipo de escoamento nas diferentes linhas de água foi já referido no Capítulo 3. O número de ordem dos cursos de água é um parâmetro que reflecte o grau de ramificação no interior de uma bacia de drenagem e é avaliado com base nas junções entre linhas de água tributárias até à confluência destas com o curso principal. Por exemplo, uma linha de água sem qualquer tributário é de primeira ordem. Se, pelo contrário, a mesma tiver um tributário, passa, após a confluência, a ser de segunda ordem. Duas linhas de água de segunda ordem, ao juntarem-se, formam um curso de água de 3ª ordem, e assim sucessivamente.

A densidade de drenagem é um importante índice obtido através do quociente entre o comprimento total das linhas de água que sulcam uma dada bacia e a área projectada em carta dessa mesma bacia. É expressa em km.km^{-2} ou em km^{-1} . Segundo **Knighton (op. cit.)**, este parâmetro traduz o grau de dissecação da bacia de drenagem e reflecte a interacção entre os factores que controlam o escoamento superficial variando, por isso, no espaço, com as diferentes características morfológicas, geológicas, edafológicas, etc., e no tempo, com as alterações a longo prazo do clima, da posição do nível de base, etc.. **Strahler (op. cit.)**, classifica a densidade de drenagem de uma bacia hidrográfica de:

- baixa (aproximadamente entre 1,8 a 2,5 km^{-1});
- média (entre 7,5 a 10 km^{-1});
- elevada (entre 18 a 25 km^{-1});
- extremamente elevada (característica de áreas de "badland", onde se atingem valores da ordem de 120 a 300 km^{-1}).

Considerou-se pertinente avaliar, ainda, um índice de encaixe, ou incisão, das linhas de água principais nos taludes, a que se denominou de encaixe médio, a fim de se tentar relacionar esta característica morfológica dos vales que cortam os taludes, com outras características fisiográficas das bacias de drenagem. Para tal, executaram-se, para cada bacia, dois perfis projectados, um da linha de água e o outro dos topos dos interflúvios circundantes. Neste último, as zonas projectadas indicam apenas os pontos de maior cota detectados nos dois interflúvios. O resultado gráfico foi, para cada bacia, um par de perfis sobrepostos, o inferior, correspondendo à linha de

água e o superior, aos pontos mais altos das linhas de festo dos interflúvios adjacentes (**Anexo II.2**). O encaixe médio foi avaliado através da média aritmética de diversas distâncias verticais entre os dois alinhamentos, obtidas a intervalos sucessivos e regulares.

O **Quadro 4.2** fornece alguns dados da geometria e das características de drenagem das diversas bacias hidrográficas. Estas vêm assinaladas, de este para oeste, por sector geomorfológico.

Sector	Denominação do vale principal em cada bacia de drenagem	Nº de ordem da rede hidrog.	Área da bacia (hectares)	Extensão da linha d'água principal (m)	Extensão total de linhas d'água (m)	Densidade de drenagem por bacia (km ⁻¹)	Encaixe médio da linha d'água principal (m)	vale suspenso aos: (m)
A	Boca do Vento	2ª	6,1	200	380	6,2	18,4	45
	Seminário	2ª	8,5	400	600	7,1	26,8	49
B	Arrábida	3ª	35,3	900	2 120	6,0	46,1	16
	Palença de Bxo.	3ª	66,9	1 270	3 200	4,7	51,6	—
	Montalvão	2ª	10,3	500	580	7,8	17,5	40
C	Alfanzina	2ª	25,0	920	1 200	4,8	27,1	17
	Banática	2ª	71,6	1 310	3 020	4,1	56,7	—
	Petrogal	2ª	39,8	1 140	2 170	5,3	34,9	20
	P. Brandão	3ª	116,6	1 950	5 230	4,3	47,1	—
	Lazareto	2ª	76,2	1 350	3 400	4,4	56,4	—
	P. da Costa	3ª	71,5	1 200	4 410	6,2	56,4	—
	P. de Buxos	2ª	21,2	780	1 300	5,8	34,3	10
	Esso	1ª	8,1	500	500	6,2	18,0	19
C/D	Trafaria	4ª	593,5	4 395	18 800	3,2	78,6	—

Quadro 4.2 - Características das redes de drenagem que integram as diferentes bacias hidrográficas existentes nos taludes sobranceiros ao Tejo.

A análise deste quadro, complementada com uma observação dos desenhos dos **Anexos II.1 e II.2**, merece alguns comentários. Em primeiro lugar, a generalidade das bacias hidrográficas que intersectam a costeira de Almada apresentam, com base em **Strahler (1975)**, baixa a média densidade de drenagem.

Em todo o sector A apenas ocorrem dois pequenos valeiros relativamente pouco encaixados e suspensos a cotas muito elevadas, de 2ª ordem segundo o critério de Strahler para classificação do grau de ramificação, e cujas linhas de água principais apresentam comprimentos da ordem de duas (Boca do Vento) e quatro (Seminário) centenas de metros.

Do sector B analisaram-se três bacias de drenagem. Na realidade poder-se-iam contabilizar pelo menos cinco. As duas bacias que faltam deixaram de existir nos princípios dos anos 60 devido às profundas modificações da topografia efectuadas durante as obras para o encontro sul da ponte. Uma delas resumia-se a um valeiro de 1ª ordem que delimitava pelo lado poente a colina do Cristo-Rei e atingia a margem do Tejo num local em tempos denominado de Forno do Tijolo. O valeiro foi aprofundado e totalmente obliterado pelas escavações realizadas para a Praça da Portagem.

A outra bacia era atravessada por uma linha de água um pouco mais desenvolvida tendo em conta o seu encaixe e extensão longitudinal. A mesma terminava na praia de Arrábida (a poucos metros do local onde desemboca um outro vale baptizado com este nome pelo autor). Quase toda a sua vertente oriental ficou encoberta por espessas acumulações de aterro lançadas a partir do topo durante as obras da ponte.

A deficiente qualidade das plantas topográficas anteriores à data de construção da ponte, e atrás mencionadas, não permitiu efectuar com um mínimo de segurança os mesmos perfis topográficos que foram realizados para as restantes bacias, pelo que foi decidido não as incluir neste estudo.

Neste sector existe já uma bacia de drenagem com rede de 3ª ordem que atinge, sem quebras importantes no perfil convexo da linha de água principal, o nível de base: a bacia do vale de Palença de Baixo com cerca de 67 hectares. Uma outra, muito incipiente e com rede de drenagem de 2ª ordem, a do vale de Montalvão, foi já descrita anteriormente.

A continuidade do sector C de taludes é, em maior ou menor grau, interrompida por oito vales com extensões de linhas de água principais entre 500 m e 1 950 m, em geral de 2ª ou de 3ª ordem com excepção de um, de muito pequena dimensão, que é de 1ª ordem. As quatro bacias de menor área, e também de menor comprimento de linhas de água (Alfanzina, Petrogal, Porto de Buxos e Ezzo) apresentam vales suspensos na zona vestibular a altitudes variando entre 10 m e 20 m (ver **Foto 4.7**). As restantes quatro bacias, três dela com uma área rondando os 70 hectares (Banática, Lazareto e Portinho da Costa), atingiram o nível de base.

Pela suas dimensões, destaca-se neste sector o vale de Porto Brandão (**Foto 4.9**). Como se verifica no perfil topográfico da respectiva linha de água principal, de entre a totalidade de vales existentes nos três sectores referidos até agora, aquele é o único que apresenta um trecho de jusante nitidamente côncavo, ao contrário de todos outros que, desde a cabeceira, no topo da costeira, até à margem do Tejo, o perfil geral é convexo. Aquele segmento inferior é limitado, a montante, por uma quebra de declive associada à intersecção de uma bancada resistente e, daí até à zona de cabeceira, o perfil passa a ser praticamente rectilíneo.

Resumindo, nos sectores B e C, os taludes fronteiros ao Tejo são interrompidos por vales, uns bem encaixados, desembocando ao nível do rio por meio de enseadas alargadas à custa dos terrenos miocénicos que constituem os taludes marginais, outros de menor encaixe por vezes suspensos. No gráfico da **Fig.4.11** verifica-se, em termos gerais, uma relação directa entre a área da bacia de drenagem e a profundidade média a que a linha de água principal de cada bacia se encontra encaixada.

Os vales menos encaixados encontram-se todos suspensos em uma ou mais dezenas de metros acima do nível do Tejo. O gráfico da **Fig.4.12** mostra a relação entre estas duas características. De qualquer modo, parece lógico que quanto mais alta for a cota a que um vale se encontra suspenso, cota essa limitada pela altura máxima atingida pela costeira de Almada, que não vai muito além dos 100 m, menor o grau de incisão da respectiva linha de água no terreno.

Do mesmo modo, verifica-se uma relação inversa bem explícita entre a altura de vale suspenso e a área da bacia de drenagem (**Fig.4.13**).

Na **Fig.4.11**, o nítido desfasamento do ponto correspondente a Porto Brandão em relação ao conjunto das restantes bacias é devido a duas razões: por um lado, tratando-se de uma bacia de área relativamente grande e, portanto, de vertentes mais evoluídas e alargadas, o degrau intermédio em ambas já foi erodido, tendo desaparecido numa certa extensão das zonas culminantes mais próximas da desembocadura do referido vale. Tal facto acelerou ainda mais aquele alargamento, rebaixando as altitudes ao longo das linhas de separação de águas de um lado e do outro do vale. Por outro lado, a extrema proximidade das bacias de drenagem contíguas (Petrogal a este e Lazareto a oeste) originou a criação de interflúvios de largura reduzida, pelo menos no seu trecho mais próximo do rio, sofrendo aqueles um desgaste mais intenso do que os restantes interflúvios que separam vales mais afastados entre si.

A bacia hidrográfica do vale de Trafaria, sulcada por uma rede de drenagem de 4ª ordem, já não se integra no sector C fazendo, antes, de fronteira entre este e o sector seguinte. Ocupa uma área total de quase 6 km² e apresenta um curso de água principal com perto de 4 400 m de extensão. Estas dimensões, muito superiores às das microbacias que sulcam os taludes dos sectores já referidos, a maior das quais não atinge dois quilómetros de comprimento e pouco mais de 1,1 km² de área, permitem que a ribeira da Enxurrada, bem encaixada no seu curso inferior numa depressão de origem possivelmente tectónica, se encontre muito mais próxima do seu perfil de equilíbrio.

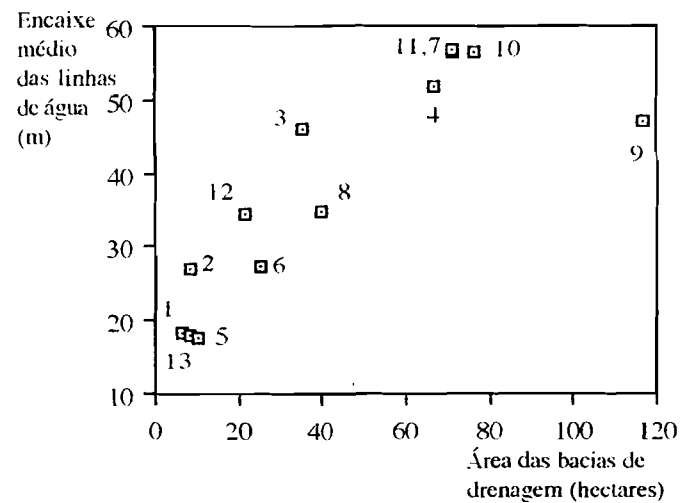


Figura 4.11 - Relação entre o encaixe médio das linhas de água e a área das respectivas bacias de drenagem.

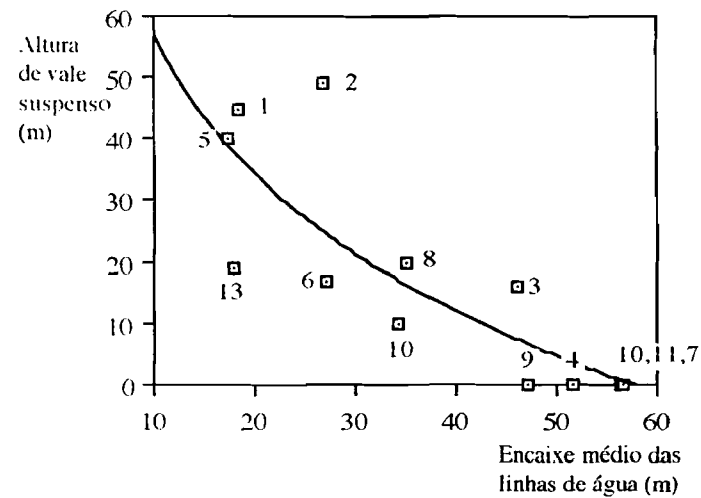


Figura 4.12 - Relação entre as cotas de vale suspenso e o encaixe médio das respectivas linhas de água.

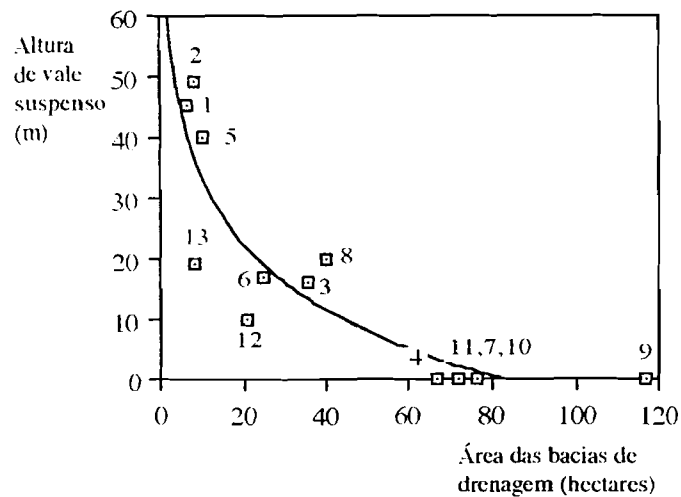


Figura 4.13 - Relação entre as cotas de vale suspenso e a área da bacia de drenagem.

Numeração das bacias nas figuras:

- 1 - Boca do Vento
- 2 - Seminário
- 3 - Arrábida
- 4 - Palença de Bxo.
- 5 - Montalvão
- 6 - Alfanzina
- 7 - Banática
- 8 - Petrogal
- 9 - Porto Brandão
- 10 - Lazareto
- 11 - Portinho da Costa
- 12 - Porto de Buxos
- 13 - Ezzo

A colina onde se definiram os sectores de taludes D e E apresenta quase toda a sua drenagem dirigida para nordeste, de encontro à ribeira da Enxurrada, salvo em dois curtos valeiros de 1ª ordem apontados para oeste, na zona de Pica-Galo. Estes últimos, encontram-se suspensos em cerca de 20 m a 25 m sobre a planície arenosa que se estende a partir da base do talude e localizam-se aproximadamente no cotovelo onde termina o sector D e se inicia o sector E.

4.2.3 - Declives de vertentes

Comparando no terreno a morfologia dos taludes sobranceiros ao Tejo com a das vertentes dos vales que lhes são adjacentes observa-se, à partida, uma certa diferença dos declives de um caso para o outro. Contudo essa diferença é facilmente atribuída ao facto dos taludes contactarem o rio por uma arriba com algumas dezenas de metros. Esta, apresenta forte inclinação devido à presença de camadas rochosas das unidades II e III de Cotter que a conformam desde o nível do rio, onde ainda se encontram, em certos locais, sujeitas a contínuo trabalho de sapa, até às cotas (22.00) a (25.00) e que, na dependência da estrutura em monoclinal inclinando para o interior dos taludes, rapidamente deixam de constituir parte das vertentes dos vales adjacentes. Tirando este pormenor, a sucessão litológica presente nos trechos de escarpa fluvial é praticamente a mesma da das vertentes dos vales contíguos.

A fim de analisar morfologicamente os taludes sobranceiros ao Tejo e as vertentes dos vales adjacentes, foram traçados em mapa diversos perfis equidistantes e perpendiculares aos traçados, respectivamente da margem do rio e das linhas de água principais que sulcam os vales. A base cartográfica utilizada consistiu de plantas topográficas do Concelho de Almada na escala 1:1 000, editadas em 1995 pelos respectivos Serviços Municipalizados e desenhadas por restituição aerofotogramétrica de fotografias aéreas datadas de 1992. Estas plantas permitiram, graças ao pormenor e à actualidade da informação nelas contidos, localizar no terreno com grande exactidão alguns dos perfis topográficos efectuados a fim de, com auxílio de uma bússola munida de clinómetro e altímetro, aferir com alguma aproximação os declives avaliados cartograficamente.

No entanto, sendo aquela escala e, por conseguinte, o pormenor do desenho, de grande vantagem para um estudo que, como este, interessou trechos de terreno de reduzida extensão (de algumas dezenas a poucas centenas de metros), o mesmo não se pode afirmar da extrema actualidade dos elementos cartografados. De facto, uma vez que se pretende analisar o modelado natural dos terrenos, conviria que aquele tivesse sido o menos possível alterado pelo Homem. Como já foi referido nos Capítulos 1 e 3, algumas zonas dos taludes virados ao Tejo e vales adjacentes foram profundamente modificados para instalações portuárias, fábricas, explorações de argilas, parques de tanques de combustível e pequenos aglomerados populacionais.

A grande escala das plantas topográficas utilizadas permitiu, por seu lado, identificar com relativa facilidade alterações antrópicas interessando pequenos troços das vertentes e cuja inclusão na análise quantitativa dos perfis foi, na medida do possível, evitada. Um simples caminho agrícola a meio da vertente representa um corte artificial do lado montante e o lançamento dos terrenos retirados pela escavação para a zona imediatamente a jusante. Deste modo, foi necessário desprezar cerca de seis, oito ou mais metros de talude cuja morfologia nada tinha que ver com a resposta dos terrenos às acções dos agentes da geodinâmica externa. Dúvidas que iam surgindo na interpretação de certos pormenores cartográficos que se suspeitava serem de origem antrópica, tiveram que ser resolvidas no terreno.

Para certas vertentes que a planta utilizada assinalava total ou parcialmente alteradas por obras, foram utilizadas, sempre que possível, outras plantas topográficas mais antigas para a implantação dos perfis acima referidos. Assim, obtiveram-se alguns elementos topográficos de datas anteriores a algumas das intervenções que mascararam a morfologia original, interessando os seguintes locais:

- Carta topográfica do concelho de Almada na escala 1:2 000 (coleção incompleta de cópias sem anotação de data mas com numerosas evidências cartografadas que fazem admitir tratar-se de uma planta realizada por volta de 1958 ou 1959). Interessa a zona de taludes entre Cacilhas e o vale de Banática.
- Planta topográfica da Quinta dos Buxos, na escala 1:2 000, obtida em **LNEC (1964a)**. Esta planta interessa a quase totalidade do pequeno vale onde se viria a construir o parque de armazenamento de combustíveis da firma Esso Standard Portuguesa.

Tendo em conta a pequena extensão das vertentes em estudo e dada a necessidade de se obterem valores de inclinações estatisticamente representativos, optou-se por medir os declives dos perfis segundo facetas de 10 m, (1 cm na planta à escala 1:1 000). Os resultados das medições efectuadas são apresentados, no **Anexo II.3**, em diagramas de distribuição modal nos quais se assinalam, em abcissas, as inclinações das facetas em graus e, em ordenadas, as frequências dos declives medidos. Aqueles diagramas interessam os seguintes taludes e grupos de taludes:

- taludes sobre o rio Tejo entre dois vales contíguos;
- totalidade dos taludes sobre o Tejo analisados;
- vertentes orientais e ocidentais de cada vale;
- totalidade das vertentes de vales analisadas.

Uma vez que ao longo dos diferentes sectores, grande parte das mudanças de inclinação são motivadas por variações na litologia traduzida numa complexa alternância de camadas de diversas espessuras, silto-argilosas, areníticas e calcareníticas, mediram-se apenas os declives ao longo

dos terrenos pertencentes às "argilas azuis do Forno do Tijolo" (unidade IVa de Cotter). Como se sublinhou no Capítulo 3, uma parte substancial da superfície dos taludes sobranceiros ao Tejo e das vertentes dos vales adjacentes é constituída pelos siltes argilosos pertencentes a essa unidade.

Traçaram-se perfis de vertentes de vales e de taludes sobre o Tejo desde o vale de Palença de Baixo até à linha de separação de águas entre o vale actualmente ocupado pela empresa Esso e a encosta que domina a oriente o vale de Trafaria. Este estudo não abrangeu as vertentes do sector A uma vez que, aí, a superfície exposta da maior parte dos terrenos da unidade IVa de Cotter se encontra praticamente vertical sendo, no seu todo, diferente litologicamente da da mesma unidade no sector C. Em quase todo o sector B, desde Arialva até ao vale de Palença de Baixo, as vertentes incluídas na unidade IVa encontram-se total ou parcialmente modificadas pelo Homem. Por último, nos sectores D e E, os mesmos terrenos já não afloram: no primeiro, encontram-se rebaixados em relação aos sectores anteriores e encobertos por depósitos moveis; a posição geográfica do sector E, aliada à estrutura em monoclinal das camadas miocénicas, coloca a unidade escolhida como referência várias dezenas de metros abaixo do sopé dos taludes.

Algumas vertentes que se encontram actualmente modificadas na sua quase totalidade por trabalhos que alteraram a sua morfologia original foram estudadas, como atrás referido, a partir de plantas topográficas realizadas anteriormente a essas modificações:

- vertente oriental do vale da Banática;
- ambas as vertentes do vale de Porto de Buxos, na zona mais próxima da sua desembocadura;
- ambas as vertentes do pequeno valeiro onde actualmente se encontram as instalações da firma Esso.

Outros taludes modificados pelo Homem, uns sobranceiros ao rio, outros conformando os vales adjacentes, não puderam ser abrangidas por esta análise ou por não ter sido possível obter plantas topográficas de grande escala anteriores às alterações antrópicas entretanto sofridas ou, no caso de se terem obtido tais plantas, não foram consideradas de qualidade satisfatória para o tipo de análise que se pretendeu realizar.

Feita uma rápida descrição metodológica do modo como os declives dos taludes no sector C e na parte ocidental do sector B foram analisados, apresentam-se, no **Quadro 4.3** e no **Quadro 4.4**, os resultados obtidos. Como tem sido norma nas diversas descrições elaboradas no presente trabalho, a sucessão de taludes é feita de este para oeste.

Trecho de taludes sobre o Tejo entre os vales de:	Intervalo modal	2º intervalo mais representativo
Palença e Montalvão	41º-45º	36º-40º e 46º-50º
Montalvão e Alfanzina	11º-15º	1º-5º e 16º-20º
Banática e Petrogal	31º-35º	26º-30º e 36º-40º
Lazareto e Portinho da Costa	16º-20º	21º-25º
P.da Costa e Porto de Buxos	16º-20º	21º-25º
Esso e Trafaria	11º-15º	16º-20º
Total de taludes analisados	16º-20º	21º-25º

Quadro 4.3 - Síntese dos valores dos declives nos taludes sobranceiros ao Tejo ao longo dos sectores B e C da área em estudo.

Como se verifica no **Quadro 4.3**, os intervalos de declives dos trechos essencialmente silto-argilosos da unidade IVa dos taludes sobranceiros ao Tejo vão decrescendo, em regra de este para oeste. Contudo, os diagramas de frequências de declives nem sempre são iguais. Os casos extremos de diferenças de distribuição podem ser observados nos diagramas referentes aos trechos entre Palença e Montalvão e entre Montalvão e Alfanzina (ver **Anexo II.3**), que prefiguram nitidamente dois tipos de distribuição de frequências, normal o primeiro, e log-normal o segundo.

O trecho de taludes entre os vales de Montalvão e de Alfanzina representa, no conjunto dos que foram analisados, uma excepção àquele decréscimo contínuo dos declives, apresentando maiores frequências aos 11º-15º. Os terrenos mais altos conformam uma plataforma inclinada atravessada, aproximadamente na diagonal, por um valeiro suspenso pouco encaixado que se instalou ao longo da plataforma cimeira do degrau inferior quase paralelamente à sua crista. A acção erosiva da referida linha de água terá imposto um mais rápido recuo do degrau intermédio, localizado algumas dezenas de metros acima daquela plataforma, e constituído essencialmente por várias camadas rijas pouco afastadas entre si. É possível medir, do lado nascente para o lado poente daquela linha de água, um recuo das referidas camadas de cerca de 55 m em relação à margem do rio. Tal possibilitou a formação de uma plataforma de declive suave conformando o topo do degrau inferior, onde se obtiveram as facetas que deram o intervalo de frequência modal atrás referido.

O mesmo decréscimo geral de inclinação de taludes de nascente para poente parece esboçar-se, se bem que de forma menos nítida, nas vertentes dos vales adjacentes (**Quadro 4.4**). Os respectivos perfis na zona onde afloram os siltes argilosos da unidade IVa de Cotter desde a vertente oeste do vale de Palença de Baixo até à vertente este do de Porto Brandão são, em regra,

Vertente de vale	Intervalo modal	2º Intervalo mais representativo
Palença de Baixo W	11º-15º	16º-20º
Alfanzina E	11º-15º	6º-10º
Alfanzina W	11º-15º	6º-10º
Banática E	11º-15º	6º-10º
Banática W	11º-15º	6º-10º
P. Brandão E	11º-15º	6º-10º e 16º-20º
P. Brandão W	6º-10º	11º-15º
Lazareto E	6º-10º	11º-15º
Lazareto W	16º-20º	11º-15º
P. da Costa E	11º-15º	6º-10º e 16º-20º
P. da Costa W	6º-10º	11º-15º
P. de Buxos E	6º-10º	11º-15º
P. de Buxos W	11º-15º	6º-10º
Esso E	6º-10º	1º-5º
Esso W	6º-10º	1º-5º
Total de vertentes de vale analisadas	11º-15º	6º-10º

Quadro 4.4 - Síntese dos valores dos declives de diversas vertentes de vales ao longo dos sectores B e C da área em estudo.

mais inclinados do que a generalidade das vertentes de vale localizados para oeste (com excepção das vertentes oeste dos vales do Lazareto e de Porto de Buxos e este do vale de Portinho da Costa). Parece verificar-se, portanto, um adocçamento geral da inclinação de este para oeste tanto nos taludes sobranceiros ao rio Tejo como nas vertentes dos vales que os intersectam.

Comparando, desta vez, o declive calculado para a totalidade das vertentes de vales mencionadas no **Quadro 4.4** com o declive referente aos taludes que descem sobre o Tejo (**Quadro 4.3**), estes últimos são mais inclinados do que as primeiras, apresentando um intervalo de declives destacado aos 16º-20º, que corresponde ao valor modal das determinações efectuadas. As determinações de inclinações realizada nas vertentes dos vales adjacentes (**Quadro 4.4**), conduziram ao valor modal de 11º a 15º, seguido de muito perto pelo intervalo 6º-10º. Esta diferença observa-se também comparando individualmente os taludes com as vertentes de vale adjacentes. Uma vez que a litologia é a mesma, a diferença observada será devida à estrutura em monoclinal inclinada para sul e aos principais processos erosivos em actividade num caso e noutro.

4.2.4 - Largura do topo da costeira

O topo da costeira de Almada corresponde, como foi atrás referido, a uma antiga superfície de abrasão fluvio-marinha, que se desenvolve em planalto aproximadamente entre as cotas (100.00)

e (120.00). Para este da colina do monumento a Cristo-Rei e para oeste do vale da Trafaria, isto é, nas zonas mais extremas da costeira respectivamente a este e a oeste, as cotas máximas decrescem para valores da ordem de (90.00) ou (80.00). Essa superfície encontra-se presentemente ondulada devido ao contínuo aprofundar da rede de drenagem ao nível das cabeceiras de linhas de água que se dirigem para o Tejo, a norte, e para as áreas deprimidas sulcadas pelas valas do Caramujo e da Caneira, a sul. Pode-se definir a sua largura pela extensão transversal para além da qual os terrenos descem continuamente, se bem que com declive variável, tanto para norte como para sul.

Quanto mais largas são as zonas culminantes da costeira mais extensos e escavados são os vales transversais que a sulcam na direcção do Tejo. Da observação das plantas topográficas da região, verifica-se que, entre Cacilhas e o Cristo-Rei, o topo da costeira se resume a uma estreita plataforma com algumas dezenas de metros de largura. A máxima largura é atingida na zona de cabeceira do vale de Porto Brandão, o sistema de drenagem obsequente mais comprido dos taludes da margem esquerda do Tejo.

4.3 - INFLUÊNCIA DA GEOLOGIA

A geologia desempenha um papel importante na forma e diferenciação do relevo nos diferentes sectores atrás definidos, nomeadamente na forma dos taludes e no perfil das linhas de água.

Como já foi referido no capítulo anterior, as camadas que constituem as principais unidades litostratigráficas de Cotter na costeira de Almada sofrem, lateralmente, importantes variações laterais de fácies. Tais variações poderão justificar, em parte, a diferenciação observada no perfil dos taludes virados ao Tejo, nomeadamente entre o sector A e o sector C. De facto, entre Cacilhas e Arealva (sector A), os taludes são constituídos maioritariamente por camadas de material rijo, arenítico ou calcário, por vezes muito rico em conchas e, nalguns casos, com vários metros de espessura. Intercaladas naquelas camadas ocorrem estratos silto-arenosos ou silto-argilosos, raramente de dimensão métrica. Estes últimos surgem com alguma importância apenas na metade inferior da unidade IVa de Cotter e na parte emersa da unidade II.

Ainda neste primeiro sector, o avanço do talude sobre o rio que se verifica na zona de Boca do Vento (perfil 4 da **Fig.4.6**), é devido, essencialmente, a dois factores principais: em primeiro lugar, à maior resistência à erosão oferecida pelas bancadas rochosas que conformam a generalidade das suas paredes. Tendo em conta a principal unidade litostratigráfica de Cotter a que essas bancadas pertencem ("argilas azuis do Forno do Tijolo" - IVa), a importância da sua litologia no contexto de toda a área em estudo revela-se excepcional, não se tendo encontrado em mais nenhum outro local da região em estudo bancos rochosos tão espessos e tão rijos

pertencentes à referida unidade; ao mesmo tempo, a ocorrência de duas importantes falhas normais formando um "graben" entre Boca do Vento e Fonte da Pipa (**Fig.3.17**) rebaixou todo o conjunto de camadas exposto entre esses dois locais em, pelo menos, três dezenas de metros. Em consequência disso, ocorrem um pouco acima do nível do rio, camadas em regra mais resistentes aos efeitos da erosão fluvial do que no resto deste sector, tanto para nascente de Boca do Vento, como para poente de Fonte da Pipa.

No referido local permaneceu, até muito recentemente, uma arriba fluvial essencialmente rochosa em cujo sopé, mais siltoso ou areno-siltoso, as águas do Tejo realizaram um contínuo trabalho de sapa. A remoção e transporte de parte dos detritos pelas correntes terá impedido o desenvolvimento de um sopé côncavo, conformado pelas acumulações dos produtos de desagregação da escarpa. As espessas acumulações de depósitos de vertente que cobrem o sopé das frentes de escarpa no resto do sector A, nomeadamente nas zonas entre o Castelo de Almada e Boca do Vento e entre Fonte da Pipa e Arialva, justificam-se não só pelo maior recuo daquelas frentes relativamente à margem como à dimensão de grande parte dos detritos produzidos pela sua desagregação. Estes correspondem, em grande parte, a blocos decimétricos a métricos que, mesmo antes dos efeitos da actual ocupação antrópica, seriam dificilmente removidos pelas correntes fluviais.

Para oeste de Arialva o número e espessura dos estratos arenosos e dos bancos de acumulações de conchas ou de moldes de conchas vão-se reduzindo progressivamente, dando lugar a camadas mais brandas e de granulometria cada vez mais fina. A redução das zonas de acumulação de conchas justifica, por seu lado, a diminuição da fracção carbonatada das camadas arenosas e silto-arenosas ocorrentes a níveis mais baixos uma vez que o teor em carbonatos existente nessas formações mais grosseiras tem origem na dissolução do carbonato de cálcio das conchas, pelas águas de percolação. Este é posteriormente precipitado por entre os grãos das camadas arenosas, formando um cimento calcário que lhes confere maior resistência. Todas estas variações laterais da litologia jogam no sentido de os taludes fronteiros ao Tejo, que no sector A apresentam importantes trechos muito inclinados, por vezes sub-verticais em várias dezenas de metros, se tornem, para oeste daquele sector, progressivamente menos inclinados.

No caso da unidade IVa, as espessas bancadas rijas atrás referidas não se observam ao longo do sector C, uma vez que, gradualmente, foram sendo substituídas por sucessões de camadas essencialmente pelíticas com algumas intercalações decimétricas mais arenosas. Quanto aos terrenos da unidade IVb, tornam-se também mais finos, silto-argilosos, enquanto as importantes acumulações de conchas, nomeadamente de ostreídeos, vão rareando, deixando de ser observados em todo o sector C. Por conseguinte, a fronteira entre as duas unidades de Cotter referidas passa a ser muito mais difícil de detectar no terreno.

O oposto desta diminuição para oeste das características resistentes dos terrenos que, no geral, constituem as unidades IVa e IVb é verificado em relação às camadas aflorantes mais junto ao Tejo, com especial destaque para as que integram a unidade III de Cotter. A espessura dos "calcários de Entrecampos" aumenta significativamente desde a base da escarpa de Boca do Vento, no sector A, onde são representados por uma camada com apenas 1,6 m de possança, até aos taludes entre Alfanzina e Porto de Buxos, onde a totalidade das camadas que integram esta unidade ultrapassa os 10 m.

A presença de espessas bancadas rijas, calcárias ou calcareníticas, poucos metros acima do nível médio das águas do Tejo, juntamente com a ocorrência, mais próxima daquele nível, de depósitos por vezes grosseiros ricos em conchas formando, por vezes, estreitas plataformas de abrasão marinha, e pertencentes ao topo da unidade II de Cotter, evidenciou em diversos locais do sector C, um pequeno "embarrigamento" no degrau inferior dos taludes. Essa protuberância, projecção da zona inferior daquele degrau na direcção do rio, observa-se na escarpa a este da desembocadura do vale de Alfanzina (perfil 10, Fig.4.8), sobre o acesso às instalações da Petrogal (a este de Porto Brandão) e entre os vales de Portinho da Costa e de Porto de Buxos.

No sector C, o efeito morfológico dos bancos calcareníticos e lumachélicos que constituem em grande parte a unidade III e zona emersa da unidade II, promovendo maior resistência ao longo dos 22 a 25 m inferiores dos taludes, faz avançar o seu perfil para norte, enquanto a menor resistência da generalidade das camadas que compõem as unidades IVa e IVb facilita o recuo do resto da encosta para sul. Aquelas duas unidades inferiores que constituem o sopé emerso dos taludes neste sector, sofreram intenso desmantelamento em tempos geológicos recentes, holocénicos ou pouco anteriores. Os registos de algumas sondagens executadas no rio, próximo da margem, assinalam importantes acumulações de blocos, hoje quase totalmente encobertos pelas aluviões do Tejo. Para além daqueles, os únicos detritos rochosos deslocados pela vertente abaixo, num longo processo de alteração, desagregação e transporte pelos agentes da geodinâmica externa, deverão provir da escarpa também rochosa do degrau intermédio, recuado e a cerca de 80 a 90 m acima do nível do rio. Contudo, os maiores volumes de detritos provenientes destes taludes, deverão ter a sua origem na erosão simples dos terrenos siltosos e silto-argilosos das unidades IVa e IVb de Cotter, que ocupam maiores áreas destes taludes relativamente às outras unidades referidas. Ao longo das vertentes dos vales adjacentes, estes detritos vão sendo transportados por fluência e por escorregamentos das zonas mais descomprimidas e meteorizadas dos terrenos, e/ou pelas águas de escorrência superficial durante as épocas de chuva que os arrastam, dissolvidos ou em suspensão, na direcção das linhas de água que entalham os fundos daqueles vales. Aí, os detritos são arrastados para o Tejo, cujas correntes facilmente os transportam para longe da margem.

Este tipo de erosão dos taludes, envolvendo essencialmente os materiais finos, explica a quase total ausência de grandes acumulações de depósitos de vertente junto à margem do Tejo cobrindo o sopé destes taludes.

Os sectores restantes, D e E, apresentam características próprias condicionadas, muito provavelmente, pela tectónica a qual merece algum desenvolvimento mais adiante, no fim deste sub-capítulo. Refira-se entretanto que, no caso do talude de Abas da Raposeira (sector D), um rebaixamento de todo o bloco miocénico em relação aos mesmos terrenos aflorantes para este do vale da Trafaria, facilmente comprovado por evidências estratigráficas, teve importantes consequências. Unidades litostratigráficas constituídas por camadas essencialmente brandas, como a das "argilas azuis do Forno do Tijolo" (IVa), passaram a estar sob acção directa das águas do estuário. Este contacto tem-se verificado não só durante as últimas fases da transgressão flandriana, para não falar dos antigos episódios interglaciários em que o nível do mar se aproximou do actual. Isso justificará não só o recuo eventualmente mais rápido deste trecho de vertentes, ocorrido em determinada fase evolutiva anterior como, também, o desenvolvimento sobre a plataforma de abrasão formada, de uma planície de acumulação cujos depósitos dunares se depositaram de encontro ao talude até meia encosta. Estes depósitos constituem, hoje em dia, uma capa protectora contra as acções dos agentes da erosão sub-aérea sobre o maciço miocénico.

A escarpa que constitui o sector E, continuação para sul do talude de Abas da Raposeira, apresenta um perfil diferenciado não só pela litologia (areias e arenitos pouco compactos sobrejacentes a siltes argilosos e, mais para a base, arenitos mais rijos alternando com siltes e argilas) e pela estrutura (a direcção da vertente passa a ser quase paralela ao sentido de inclinação das camadas) como também, e principalmente, pela herança deixada em tempos geológicos muito recentes, holocénicos, pela erosão marinha. Os frequentes desmoronamentos ocorrentes ao nível das camadas superiores, mais resistentes, e consequente acumulação dos materiais deslocados no sopé, fazem com que o perfil geral do talude neste sector se vá alargando progressivamente se bem que, na sua parte superior, a partir da qual aqueles fenómenos têm lugar, o perfil se mantenha tendencialmente vertical.

Essa parede vertical, com alturas variando entre menos de 2 m a mais de 20 m, que coroa grande parte deste sector de taludes é, do ponto de vista litológico, constituída por arenitos relativamente brandos intercalados por horizontes mais resistentes, calcários, e por estratos mais arenosos pouco compactos, atribuídos às unidades VIb, VIc e, por vezes, VIIa de Cotter. Enquanto surgem estes terrenos, pouco meteorizáveis mas relativamente permeáveis, ao nível da crista da escarpa, o que acontece em mais de três quintos da sua extensão contados a partir da trincheira da via rápida (IC 20), o perfil-tipo destes taludes (perfil 16 na **Fig.4.10**) não sofre alterações apreciáveis.

Num trecho mais curto deste sector, sobranceiro ao parque de armazenamento de combustíveis da OTAN em S. João de Caparica, já aqueles terrenos não acompanham a zona de crista, passando esta a ser constituída pelas camadas essencialmente siltosas a silto-arenosas da unidade VIa. O forte estado de alteração que essas argilas apresentam, é motivado por uma maior exposição à acção dos agentes atmosféricos, uma vez que aí não se encontram protegidas pelos arenitos e calcários da unidade que estratigraficamente se lhe sobrepõe. A crista sofre um recuo sensível e, no lugar de uma faceta vertical, o elemento superior do perfil do talude passa a ser um segmento convexo (perfil 17 na **Fig.4.10**) o qual dá lugar, mais abaixo, a um segmento côncavo que se prolonga numa plataforma estreita, inclinada, prenúncio de novo segmento convexo. Este segundo elemento convexo, está associado à ocorrência de camadas mais resistentes de calcários margosos por vezes espessos, intercalados por estratos silto-argilosos, das unidades Vb e Vc de Cotter e colocadas em evidência por um mais rápido recuo da parte superior silto-argilosa do talude.

Como foi atrás mencionado, a estreita colina que constitui o flanco ocidental da costeira de Almada e que integra os sectores de taludes D e E, encontra-se fisicamente separada do resto daquela estrutura por um profundo vale com perto de 2 300 m de comprimento, que termina junto ao local onde a via rápida IC 20 corta a arriba fóssil. Nesse mesmo local, ocorrem duas falhas inversas, conjugadas, de direcção aproximadamente Norte-Sul ou NNE-SSW. A que parece ser o acidente principal, mergulha para oeste. A progressão desta falha para norte ou NNE, seguindo o alinhamento definido por uma pequena linha de água que, anteriormente à construção da via rápida, atingia com a sua cabeceira a arriba fóssil junto ao local onde aquelas falhas se encontram, leva a supor a possibilidade da sua continuação pelo vale da Trafaria, para onde aquela linha de água conflui. De qualquer modo, são conhecidas as evidências geológicas que provam que todo aquele bloco se encontra deslocado em relação ao maciço miocénico a nascente do vale.

Vários factores sugerem, contudo, a hipótese do acidente que atravessa longitudinalmente aquele vale não ter tido a sua origem num jogo de campos de tensões da crosta, mas sim uma origem essencialmente gravítica. A falha principal acima referida seria, neste caso, a superfície de corte de um escorregamento. Sendo assim, tratar-se-ia de um escorregamento profundo, com a particularidade do movimento não ter sido constante em toda a massa deslocada. O facto do bloco suspenso (bloco oeste) apresentar dois tipos de movimentos ao longo do plano de rotura: componente inversa no sector sul do acidente (próximo do IC 20) e componente normal mais a norte, ao longo de todo o vale da Trafaria, sugere um movimento gravítico com rotação em torno de um eixo perpendicular ao plano de deslizamento, tal como se apresenta na **Fig.4.14**. Em termos estritamente geológicos, aquele acidente pode ser interpretado como uma falha de origem gravítica, cuja geometria se assemelha à das falhas lítricas.

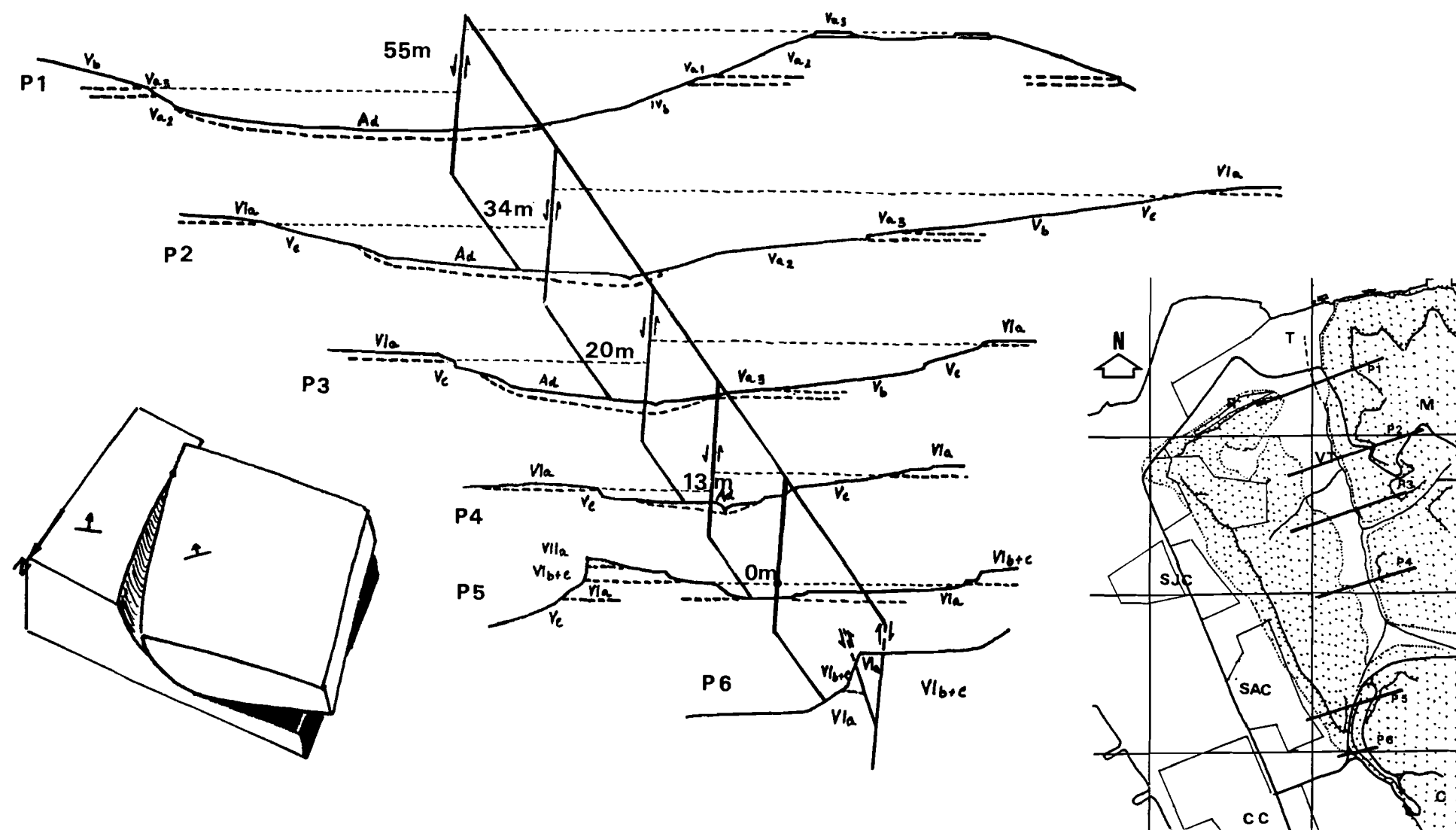


Figura 4.14 - Bloco diagrama mostrando as variações no rejeito da falha da Trafaria. No mapa junto, localizam-se os perfis interpretativos (P1 a P6). T: Trafaria; M: Murfacém; R: Abas da Raposeira; VT: Vale da Trafaria; SJC: S. João de Caparica; SAC: Sto. António de Caparica; CC: Costa de Caparica; C: Capuchos.

Alguns factos derivados de observações indirectas, conduziram à modelação da hipótese apresentada, como grande responsável pelas grandes diferenças morfológicas ocorrentes nos taludes que delimitam aquela colina:

1 - O alinhamento bem explícito do vale da Trafaria, no seguimento aproximado das falhas que cortam a arriba junto à intercepção desta pela via rápida.

2 - O recuo da frente norte do bloco (sector de taludes D) relativamente ao resto dos taludes da margem esquerda, explicado anteriormente.

3 - Os pendores das camadas (em regra 3º a 4º para SSE, por vezes sub-horizontais), inferiores aos que se mediram em toda a região entre Cacilhas e o vale da Trafaria (normalmente entre 6º a 8º para SSE, não raro superiores).

4 - O contínuo decréscimo dos rejeitos medidos de norte para sul, chegando a anular-se já próximo das falhas inversas observadas no terreno. A **Fig.4.14** mostra cinco perfis geológicos transversais, desenhados de norte para sul, que ilustram esta afirmação. Esses perfis encontram-se localizados na planta incluída na figura e mostram uma sucessão decrescente de rejeitos observados desde a vila de Trafaria até ao troço final da via rápida, junto à derivação para os Capuchos. Optou-se por se efectuar todos os perfis com a mesma direcção, a qual correspondente, aproximadamente, à das camadas miocénicas. A posição da falha ao longo do vale é desconhecida mas tal facto não é de grande importância quando o que interessa é a localização aproximada dos limites entre camadas de referência apresentadas, com maiores ou menores flutuações, segundo a sua direcção. A interpretação deste mecanismo leva a concluir que o rejeito inverso da falha principal ocorrente na arriba fóssil deverá ser de 5 a 10 m.

5 - Por fim, refira-se a ausência de apoio lateral de todo o bloco na direcção do oceano, situação que, sem dúvida, não é apenas de agora, e que foi determinante para permitir o tipo de movimento aqui proposto como hipótese.

4.4 - ACÇÃO EROSIVA DO TEJO

4.4.1 - Batimetria do "gargalo" do Tejo

O andamento transversal das isobatas dos fundos aluvionares ao longo do "corredor do Tejo" acusa uma forte assimetria no perfil do leito do rio de uma margem para outra.

Dois alinhamentos dos fundos aluvionares, traçados por **Oliveira (1967)** ao longo de um perfil entre Trafaria e Algés com base em medições batimétricas datadas de 1879 e 1960, para além de mostrarem que, no decurso desse espaço de tempo, as deposições de sedimentos atingiram nas

zonas mais profundas do leito cerca de 14 m de diferença de cota, a assimetria atrás referida manteve-se, pelo menos naquela zona mais próxima da foz (**Fig.4.15**).

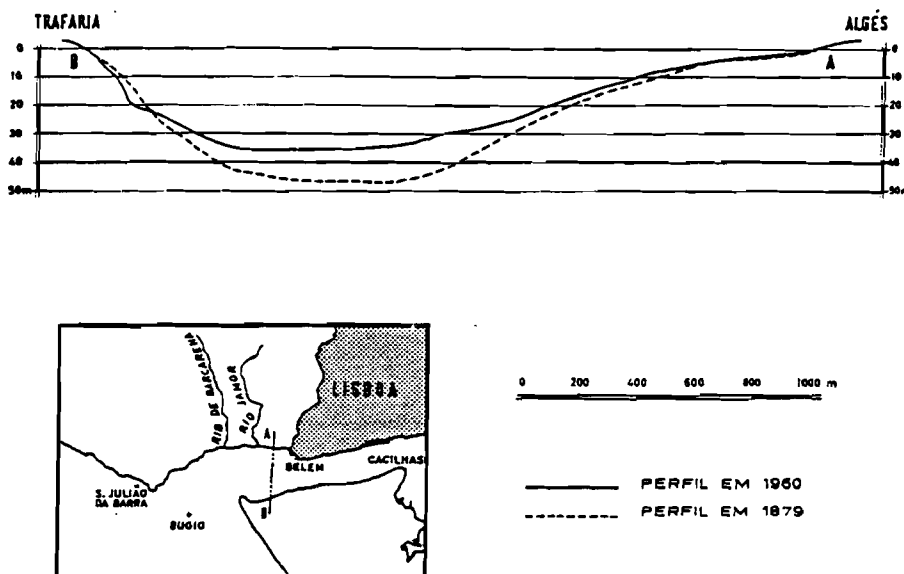


Figura 4.15 - Perfil do fundo aluvionar do Tejo entre Algés e Trafaria (segundo **Oliveira, 1967**).

Usando como referência a isobata de (-20.00) verifica-se que esta corre em regra muito próxima da margem entre as zonas do Ginjal e de Porto de Buxos, só começando a afastar-se sensivelmente frente à vila de Trafaria. Pela leitura da carta do Instituto Hidrográfico interessando a barra do Tejo (folha 26 304, na escala 1:15 000) observa-se que a mesma isobata se encontra de um modo geral a mais de 500 m da muralha que sustenta os aterros que bordejam toda a frente ribeirinha de Lisboa, ficando muito raramente aquém dos 300 m. O local dessa frente que mais se aproxima da isobata em referência (cerca de 200 m) é a Torre de Belém construída, como se sabe, sobre um afloramento basáltico que, anteriormente à construção daqueles aterros, se situava um pouco afastado da margem. Pelo contrário, na margem esquerda, a isobata de (-20.00) encontra-se, desde um pouco a oeste de Cacilhas até à zona de Portinho da Costa a uma distância sempre inferior a 200 m, passando várias vezes a menos de 50 m do sopé dos taludes. A partir de Porto de Buxos, a isobata em referência afasta-se bruscamente para o largo encontrando-se, frente à vila de Trafaria, a mais de 400 m das suas praias.

4.4.2 - Dinâmica fluvial

A actuação das águas do rio Tejo de encontro ao sopé emerso dos taludes faz-se sentir essencialmente através de dois conjuntos de processos. Um deles é o da escavação de sapas por

acção mecânica da ondulação e ataque químico pelas águas do Tejo que contactam com as rochas do sopé. O outro é o transporte pelas correntes fluviais dos detritos resultantes daquela erosão na base das encostas, bem como dos materiais provenientes do desmonte dos taludes deixando, aqueles, de proteger o sopé da acção das ondas.

4.4.2.1 - Ondulação

Não existem estudos sobre as características da ondulação no interior do "corredor do Tejo" dadas as enormes dificuldades em fixar os ondómetros junto às margens em toda essa área de correntes particularmente fortes. Pode-se no entanto adiantar que, em praticamente todo o ano, a ondulação se resume a uma simples agitação induzida pelo vento. As ondas são de declive forte mas de comprimentos de onda curtos e de pequena amplitude, em regra inferior a um metro (comunicação pessoal de **Bicudo**, 1998).

A erosão imposta pelas águas do rio sobre as rochas miocénicas da base emersa dos taludes será devida mais à alteração química do que propriamente ao efeito do embate das ondas de encontro à sua superfície exposta. A actuação dos dois processos é no entanto suficiente para escavar sapas de pequena profundidade, ao longo de estratos brandos próximos do nível médio do rio, ampliadas em certos locais pelos agentes da erosão sub-aérea (vento, chuva) e da erosão interna (surgências localizadas na base dos taludes, próximo do nível do rio).

A rebentação das ondas torna-se mais eficaz nas margens constituídas por materiais soltos (depósitos de vertente ou aterros). No caso deste últimos, é bem visível o desgaste sofrido na zona em que contactam as águas do Tejo, nos diversos locais onde estes materiais foram, em épocas recentes, lançados sobre a margem (aterros contíguos ao encontro Sul da ponte 25 de Abril, aterros entre Boca do Vento e Fonte da Pipa, etc.).

4.4.2.2 - Correntes fluviais

A acção da fraca ondulação sobre o sopé emerso dos taludes anular-se-ia rapidamente, como se verifica, por exemplo, na zona de taludes para nascente da colina do monumento a Cristo-Rei, onde os depósitos de vertente cobrem a sua base até alturas consideráveis fazendo avançar as terras sobre a margem do rio em algumas dezenas de metros, se não fosse a existência de fortes correntes induzidas pelo fluxo do rio na direcção da foz e pelas fortes marés que afectam a região.

Num estudo elaborado pela então AGPL (Administração Geral do Porto de Lisboa), foram realizadas medições de velocidades de correntes ao longo de três perfis transversais entre as duas margens (**AGPL**, 1973). Dois deles localizaram-se um a montante da entrada do "corredor", ao

largo do Terreiro do Paço e o outro a jusante, entre Cova do Vapor e Cruz Quebrada. O terceiro perfil, o único localizado entre aquelas duas zonas e, portanto, no interior do "corredor", foi efectuado entre o cais da OTAN contíguo à enseada do vale de Portinho da Costa e a zona de Pedrouços. Dificuldades de ordem técnica derivadas, mais uma vez, da grande força das correntes, impediram a realização de mais medições noutros perfis no interior do "corredor do Tejo".

O terceiro perfil referido compreendeu quatro estações de medição: junto ao cais da base naval, num ponto onde os fundos atingem os 30 m; aproximadamente a meio do rio, onde este tem cerca de 33 m de profundidade; mais próximo da margem direita, de novo sobre a isobata (-30.00) e, finalmente, a curta distância da margem entre a doca de Pedrouços e a Torre de Belém, sobre a isobata (-15.00). Para cada uma das 13 horas que, aproximadamente, demora um ciclo de maré, foram obtidas em cada estação as direcções de correntes e respectivas velocidades para três profundidades distintas: correntes de superfície, correntes a meia água e correntes de fundo. Estas últimas são, como se compreende, as que mais actuam sobre os detritos provenientes dos taludes.

Conforme se mostra no **Anexo II.4**, as correntes de fundo mais fortes foram detectadas nas duas estações localizadas a meio do rio tendo-se obtido as velocidades máximas da ordem de $1,35 \text{ m.s}^{-1}$ a $1,45 \text{ m.s}^{-1}$ durante a enchente e da ordem de $1,60 \text{ m.s}^{-1}$ a $1,65 \text{ m.s}^{-1}$ durante a vazante. Quanto aos locais mais chegados às duas margens, verifica-se que, durante a enchente não se observam diferenças muito significativas de velocidades de correntes de fundo. Pelo contrário, o período de vazante é caracterizado, junto à margem esquerda, por correntes relativamente fortes ($1,25 \text{ m.s}^{-1}$ e $1,35 \text{ m.s}^{-1}$ respectivamente na 3ª e 4ª horas) enquanto que na margem direita as mesmas foram sempre sensivelmente inferiores a $1,0 \text{ m.s}^{-1}$. Estas diferenças podem ser explicadas do seguinte modo: por um lado, os fluxos vindos do lado da foz atravessam, antes de chegar à zona de Belém-Portinho da Costa, um canal praticamente rectilíneo, não havendo razões para variações sensíveis de caudais entre uma margem e a outra; por outro lado, a curva apertada que o leito do Tejo faz imediatamente antes de entrar no seu trecho final impõe uma maior concentração dos fluxos no seu bordo exterior, prosseguindo estes, ainda durante algum tempo, mais junto à margem esquerda do "corredor". Estes factos justificam as diferenças atrás assinaladas na batimetria das duas margens, uma vez que as correntes de vazante impõem uma erosão mais intensa na margem esquerda do "corredor do Tejo" do que na direita. Esta diferenciação da acção erosiva pelas correntes fluviais terá moldado do mesmo modo os terrenos miocénicos e do Manto Basáltico subjacente às aluviões do Tejo em época anterior à deposição destes últimos. Tal facto pode ser verificado no perfil da Ponte 25 de Abril, apresentado na Carta Geológica de Lisboa da autoria de Almeida (1986).

De salientar que os materiais silto-argilosos, que constituem a maior parte dos terrenos provenientes directamente da instabilização dos taludes, e que se depositam sobre a margem, não são arrastados facilmente por aquelas correntes, ao contrário de outros tipos de materiais soltos como os lodos ou as areias limpas.

A dificuldade destas correntes em desagregar e arrastar materiais deslocados silto-argilosos é bem ilustrada pela permanência quase inalterada de uma pequena colina submersa implantada artificialmente há alguns anos atrás no fundo do Tejo. Até à década de 60, existia muito próximo do extremo nascente do cais do Ginjal, junto a Cacilhas, um fundão que ultrapassava 30 m de profundidade. Por essa altura foram lançados numa zona restrita dessa depressão os materiais silto-argilosos provenientes das dragagens realizadas para a construção das docas da Lisnave. Os terrenos depositados apresentavam-se em grandes massas pouco perturbadas pelos trabalhos de dragagem. Em consequência, formou-se um relevo artificial submerso com cerca de 570 m de extensão por 250 m de largura e cujo topo ultrapassa a batimétrica de (-10.00). A forte coesão mantida por aquele tipo de materiais dificulta o seu arraste pelas correntes fluviais.

Quanto às correntes de superfície, observa-se uma maior diferenciação das velocidades entre a enchente e a vazante. Segundo **Bicudo** (comunicação pessoal de 1998), vários factores jogam para que tal tenha lugar a este nível e não tanto junto ao fundo:

- 1) O tempo de vazante é inferior em cerca de uma hora ao de enchente. Para que, pelo menos a mesma quantidade de água que penetra no estuário durante a enchente volte a sair na totalidade, os caudais de vazante terão de ser forçosamente superiores.
- 2) Na superfície, o efeito de atrito devido à resistência oferecida pelos depósitos aluvionares à passagem do fluxo da água é menor que nas zonas mais profundas.
- 3) A juntar à água do mar que entra e sai durante um ciclo completo de maré, há que contar com a água do próprio rio. Esta tende a concentrar-se mais nas zonas superiores da corrente enquanto que a língua salina, marinha, corre mais junto ao fundo. Contudo, a estratificação motivada pelas diferenças de salinidade entre a água do mar, mais densa, e a do rio, menos densa, bem demarcada a montante do "Mar da Palha", já não é muito nítida no "corredor" do Tejo pois ambas se misturam naquela zona. No "corredor", não se definem perfis de salinidade uma vez que a sua estratificação é pouco nítida, ou seja, gradual em termos hidrodinâmicos, só sendo possível observar uma estratificação nítida em épocas de grandes cheias.

Voltando aos resultados apresentados nos quadros do **Anexo II.4**, os fluxos superficiais mais fortes ocorrem, de novo, nas 3ª e 4ª horas de vazante junto à margem esquerda. Durante a 5ª hora, comparando com o valor calculado para a margem oposta, as velocidades de correntes são

também muito superiores. O oposto acontece nas duas primeiras horas da vazante, mas aí os valores dos fluxos são bastante inferiores. Tal como se verificou em relação às correntes de fundo, as médias de velocidades das correntes de superfície no decorrer do período de vazante são maiores na margem esquerda do que na margem direita.

Deste modo, o trabalho da ondulação de encontro à margem em conjugação com a acção das correntes de vazante, revestem-se de alguma importância na evolução dos taludes sobranceiros ao Tejo. Essa importância é revelada pelo perfil mais inclinado que os taludes apresentam na parte mais próxima da margem, facto particularmente visível ao longo do degrau inferior do sector C. A recente instalação de aterros sobre o sopé desses taludes, protegendo-o da acção directa das águas do Tejo, coloca os taludes sob acção exclusiva dos agentes sub-aéreos, acelerando a tendência para que o perfil geral da vertente se suavize na procura de um perfil mais estável.

4.5 - ELEMENTOS SOBRE A DINÂMICA DAS VERTENTES

Um dos critérios mais expressivos da evolução dos taludes e arribas é o da velocidade de recuo da sua frente tanto ao nível da crista como junto ao sopé, podendo ameaçar directamente terrenos agrícolas ou estruturas antrópicas como habitações, vias de comunicação, etc. A quantificação do recuo dos taludes da margem esquerda do Tejo e da arriba fóssil sobranceira às praias de Costa de Caparica foi tentada com base em diversas técnicas de medição a partir dos elementos disponíveis: pela comparação da posição daqueles elementos morfológicos em mapas topográficos antigos e recentes e em estereopares de fotografias aéreas obtidas em diferentes datas. Foram realizadas, também, algumas medições no campo para cálculo do recuo de escarpas.

4.5.1 - Técnicas de medição utilizadas

4.5.1.1 - Comparação de mapas de diferentes datas

Esta técnica algo simplista, fortemente limitada pela escala dos mapas e por diferenças por vezes importantes relativamente à precisão com que foram realizados revela-se, no entanto, de grande utilidade ao fornecer uma ordem de grandeza do recuo sofrido pelos taludes. Na ausência de coordenadas, a sobreposição de mapas distanciados no tempo em cerca de um século, por exemplo, depende, exclusivamente, da concordância de elementos naturais ou antrópicos como o traçado de linhas de água, edifícios, localidades com seus arruamentos bem delineados, cruzamentos de acessos ou qualquer outro tipo de estrutura mais antiga que ainda se encontre representado no mapa mais recente. Tal só pode ser possível em mapas de grande pormenor,

onde aqueles elementos se encontram desenhados à escala da planta. Esse é o caso dos mapas desenhados em escalas relativamente grandes como 1:15 000 ou 1:10 000.

A posição das "colinas de Almada", limitando a sul o estuário mais importante do País, fez com que aquelas fossem incluídas com mais ou menos pormenor em todas as cartas da barra e do porto de Lisboa realizadas ao longo dos últimos quatro a cinco séculos. A representação mais antiga que se conhece da Península de Setúbal data de 1560 (Silva, 1893), mas só a partir de meados do século XIX é que as técnicas cartográficas então utilizadas permitiram a realização de mapas com alguma precisão, susceptíveis de serem comparados, de modo quantitativo, com os documentos actuais.

As modificações que os taludes sofreram em cerca de um século, foram medidas por sobreposição de uma carta datada de 1977, na escala 1:10 000, com outra de escala idêntica, datada de finais do século passado e abrangendo os sectores geomorfológicos A a C. Por falta de continuação para oeste da zona cartografada na carta mais antiga, já não foi possível efectuar o mesmo tipo de estudo comparativo para os restantes sectores da área em apreço.

Para períodos de tempo mais curtos, a comparação de levantamentos aerofotogramétricos de grande escala (1:2 000 ou 1:1 000) datados de 1940, 1958/59, 1976 e 1995, muito mais exigentes em termos de pormenor, revelou-se infrutífera pelo facto muito frequente de se verificarem, no lugar de recuos, avanços da crista dos talude em análise. Por esta razão, esta técnica foi abandonada.

4.5.1.2 - Determinações em fotografias aéreas

Foi tentado o método desenvolvido por Marques & Romariz (1991) e Marques (1997) para determinação de taxas de recuo de cristas de escarpas por fotointerpretação. Este método, mais moroso mas muito preciso, requer a utilização de um estereoscópio munido de oculares de ampliação de 8x. O instrumento de medida é um estereomicrometro graduado à centésima de milímetro ou, por razões que se prendem com a rapidez de execução, de uma película transparente tendo nela impressa uma rede de malha da ordem de grandeza da décima de milímetro, obtida por redução fotográfica.

O método baseia-se na medição de diversos perfis, tanto quanto possível perpendiculares ao alinhamento da crista, traçados em fotografias aéreas de diferentes datas. A comparação das distâncias obtidas num mesmo perfil entre a crista e dois pontos bem definidos num estereopar mais antigo com as distâncias entre a crista e os dois pontos homólogos no estereopar de data mais recente, cuja escala é avaliada, permite deduzir com razoável aproximação o recuo sofrido durante o intervalo de tempo decorrido entre os dois voos. Ainda segundo Marques (*op. cit.*),

a precisão deste método é de cerca de 1,5 m e 3 m em fotografias com escalas de, respectivamente, 1:15 000 e 1:30 000.

Contudo, em determinadas condições podem ocorrer erros importantes nos resultados uma vez que, como comprova **Marques (1997)**, a precisão do método está muito dependente, entre outros factores, da topografia sobre a qual se traçou o perfil, sendo necessária a escolha de locais com uma variação mínima de cotas entre os dois pontos fixos de referência e entre estes e o ponto da crista do talude cujo recuo se pretende determinar. A distância dos locais de medição em relação ao centro da fotografia é, também, um factor importante a ter em atenção, uma vez que, por efeito da projecção cónica, as formas do terreno sofrem crescente distorção com o afastamento em relação àquele ponto (deslocamento de paralaxe). Por tal ordem de razões, é conveniente que os perfis de medição sejam o mais curtos possível, sendo para tal necessária a procura de referências fixas pouco afastadas da crista.

Com base nos conhecimentos entretanto adquiridos no respeitante à evolução dos taludes em estudo, verificou-se que aquelas medições poderiam interessar, essencialmente, quatro quebras de declive principais:

- topo da escarpa do sector A entre as zonas do Ginjal e de Arealva;
- crista do degrau inferior do sector C;
- crista do degrau intermédio no mesmo sector;
- topo dos taludes do sector D;
- topo dos taludes do sector E.

Exceptuando o primeiro caso, onde séculos de ocupação humana conduziram à criação de numerosos locais aplanados junto à crista, os quatro casos seguintes apresentam uma superfície ainda pouco intervencionada por detrás da mesma. De uma maneira geral, os pontos de referência necessários para o estabelecimento de perfis de medição não abundam nesses locais. Os raros elementos de referência que eventualmente aparecem em fotografias de datas mais antigas (pouco mais que árvores ou cruzamentos de caminhos) muitas vezes já não se encontram nas de datas seguintes devido à construção ou ampliação de uma zona industrial ou a uma urbanização, impossibilitando uma análise contínua no tempo ao longo de um mesmo perfil.

4.5.1.3 - Medições efectuadas no terreno

As medições efectuadas no campo interessaram as ocorrências mais recentes, tendo sido feitas, em dois casos ainda abrangidos pela última edição disponível de fotografias aéreas, medições pelo método fotogramétrico adoptado a fim de aferir os respectivos resultados. Sobre o terreno,

paralelamente ao bordo da escarpa que sofreu recuo e a pequena distância deste, esticou-se uma corda previamente preparada com marcas fixadas de metro a metro.

A partir dos diferentes pontos marcados da corda e perpendicularmente a esta, estendia-se, de dois em dois metros ou de três em três metros, uma fita métrica na direcção da crista, havendo o cuidado de se estreitar aquele intervalo de medição sempre que se passava frente a um dos bordos laterais da ocorrência.

Para além de se medir a orientação do alinhamento materializado pela corda esticada sobre o terreno, anotou-se também a sua posição em relação a um qualquer objecto susceptível de ser utilizado como referência futura no caso de se vir a considerar necessário repetir, em anos posteriores, aquelas medições (uma cerca, um tronco de árvore, uma qualquer particularidade morfológica no terreno ou, na ausência destes, um simples arbusto). Este último pormenor nem sempre foi possível de realizar, por não se encontrar nas imediações nada que se pudesse considerar de durável ou facilmente detectável após um período de tempo prolongado.

Por fim, mediu-se a altura da escarpa lançando, a partir da crista, a corda "graduada" com um objecto pesado atado à extremidade. Tal permitiu, a certa distância da parede de escarpa, avaliar espessuras de camadas diferentes, nos casos em que foi possível distinguir os respectivos limites.

Este método de medição directa, sendo de uma precisão incomparável face aos outros métodos utilizados, não deixa de ter, por seu lado, algumas limitações. Por um lado, implica a deslocação ao próprio local de duas pessoas, pelo menos para que a medição possa ser feita de forma rápida. Por outro, no caso do movimento se ter desencadeado alguns anos antes da primeira medição, desconhece-se em que medida os recuos máximos e médios obtidos corresponderiam, unicamente, à própria ocorrência no momento do seu desencadeamento, ou ao somatório dos recuos devidos ao fenómeno inicial e a desagregações posteriores de menor escala que, com o tempo, vão aprofundando a concavidade original deixada pela ocorrência.

4.5.2 - Recuo dos taludes

4.5.2.1 - Sector A

Medições por comparação cartográfica

Com base na sobreposição de cartas topográficas na escala 1:10.000 datadas, respectivamente, de 1871 e 1977, **Costa (1986)** admitiu que os taludes entre Cacilhas e a zona de Arialva apresentavam taxas de evolução elevadas. Verificou terem ocorrido importantes recuos ao nível

da base, nomeadamente nas zonas do Ginjal, da Boca do Vento e de Arialva. Ainda segundo o mesmo autor tal se ficou a dever, pelo menos em grande parte, a uma intensa acção antrópica. Essa acção consistiu, em traços gerais, no alargamento de plataformas marginais à custa dos terrenos mais brandos que conformam o sopé dos taludes, e que aquele autor denominou de taludes intermédios, tendo como consequência o acelerar da instabilização dos terrenos para montante, incluindo os trechos escarpados superiores. Pelas medições efectuadas nas referidas cartas, **Costa (op. cit.)** calculou em 10 a 20 m o recuo médio entre aquelas datas, por escavação artificial, do sopé dos taludes ao longo de todo o trecho de taludes sobranceiro ao cais do Ginjal até Fonte da Pipa, e em 20 a 30 m o mesmo recuo entre Fonte da Pipa e Arialva. Neste último local, a sobreposição das duas cartas permitiu medir um recuo aparente do trecho superior escarpado de cerca de 20 m.

Seguindo a mesma técnica de sobreposição de cartas de diferentes datas utilizada por aquele autor, mas desta vez para a totalidade de taludes entre Cacilhas e Trafaria, começou-se por tentar confirmar aqueles resultados. Para tal, procurou-se utilizar as mesmas bases topográficas acima referidas. Ao contrário da de 1977, a carta do século passado utilizada já não foi a mesma da referida por aquele autor mas outra de data posterior (1883). Esta última, publicada também na escala 1:10 000, apresenta um conjunto de estruturas antrópicas (edificações, estradas e arruamentos, muros-cais, etc.), muitas das quais representadas na carta mais recente, encontrando-se assinaladas com um pormenor de desenho tal que permitem uma sobreposição relativamente fiável. Efectuaram-se medições de recuo apenas ao nível da crista.

Na zona do Ginjal, existem duas escarpas verticais e sobrepostas, separadas por uma estreita plataforma. A escarpa inferior sofreu, em cerca de 240 m do seu comprimento, um recuo médio da ordem dos 20 m para alargamento das instalações contíguas ao cais e, mais recentemente, para reperfilamento de cerca de 100 m dessa escarpa após a ocorrência de um escorregamento. A escarpa superior foi alvo de simples regularização das suas paredes a fim de prevenir contra possíveis quedas de consolas aí existentes. Nos 200 m que interessaram aquelas obras, o recuo imposto não deverá ter atingido, em média, mais do que 2 ou 3 m.

Não se observam diferenças sensíveis na restante escarpa até à zona de Arialva. Também aqui não se detectaram alterações ao nível da crista, o que se pode justificar pelo facto de ter sido editada pelo menos uma dúzia de anos posteriormente à utilizada por **Costa (1986)**.

Medições em fotografias aéreas

Em relação ao sector A, onde foi possível seleccionar diversos pontos fixos de referência localizados em zonas relativamente planas nas proximidades da crista, quase todas as medições efectuadas deram recuos praticamente nulos. Observaram-se em diversos levantamentos alguns

desmoronamentos, mas estes apenas ocorreram a partir da face rochosa do trecho escarpado superior, não afectando a respectiva crista. Evitaram-se os locais que se sabia terem sido alterados por interferência directa do Homem (escavações para adoçamento da crista, sobre o Olho de Boi, ou para alargamento de plataformas, sobre o Ginjal). O único caso de recuo efectivo de um trecho de escarpa ocorreu a meia encosta entre Boca do Vento e Fonte da Pipa, em 1992 e, por ser do conhecimento prévio do autor, foi facilmente detectado no levantamento de fotografias aéreas de 1994. No mesmo local, ocorreram em datas posteriores àquele levantamento outras ocorrências (a partir de Janeiro de 1996) e, como aquele, associadas a uma mesma camada rochosa que formava uma consola de grande balanço.

Das observações fotogramétricas efectuadas em torno da ocorrência de 1992, obtiveram-se as seguintes medições:

Recuo (máximo e médio): respectivamente 4,0 m e 2,8 m em 60 m de escarpa afectada.

Área perdida: 168 m².

Volume deslocado: 5 040 m³ (o trecho de escarpa afectado pela ocorrência tinha cerca de 30 m de altura).

4.5.2.2 - Sector B

Medições por comparação cartográfica

Uma pequena arriba fluvial no sopé do talude do monumento a Cristo-Rei, imediatamente a poente de Arealva, sofreu erosão pelo rio que a terá feito recuar, nos 94 anos que distam entre as cartas utilizadas, uma média de 7 m numa extensão de cerca de 170 m. Mais próximo da ponte 25 de Abril, a mesma arriba apresenta um recuo muito mais pronunciado (20 m em média), provavelmente associado à instalação de uma antiga fábrica de cerâmicas e respectivo cais. Dessa zona mais próxima do rio até ao topo da referida colina, toda a vertente apresenta-se bastante modificada pelo Homem.

Para oeste, observam-se profundos avanços e recuos da crista e da base dos taludes de origem quase exclusivamente artificial: aterros e escavações na colina do Cristo-Rei, do encosto sul da ponte e de uma antiga fábrica de cerâmicas, escavações de taludes (Praça da Portagem e escarpa de Palença, sobre as instalações da firma Tagol).

Apesar de, como é do conhecimento geral, a actividade antrópica ser um importante factor a ter em conta na modificação do relevo, nele actuando de forma tanto directa como indirecta, não se entrou em linha de conta com as modificações devidas ao Homem na área em estudo. Por essa razão, não se efectuaram medições interessando a crista dos taludes deste sector.

4.5.2.3 - Sector C

Como se referiu atrás, procurou-se quantificar as alterações sofridas em duas zonas distintas dos taludes que constituem este sector: no degrau inferior e no degrau intermédio.

Degrau inferior

Medições por comparação cartográfica

Dadas as intensas modificações antrópicas sofridas pelos taludes do sector B, apenas se voltou a analisar o recuo da crista do degrau inferior a partir do vale de Palença de Baixo. Assinalam-se de seguida os recuos médios, ao nível da crista, dos trechos de arriba fluvial (degrau inferior) que se estendem entre desembocaduras contíguas.

	Talude entre os vales de:	Comprimento do talude (m)	Recuo médio (m)
1	Palença-Alfanzina	600	33
2	Alfanzina-Banática	350	70
3	Banática-Petrogal	700	40
4	Petrogal-P. Brandão	250	10
5	P. Brandão-Lazareto	330	18
6	Lazareto-P. da Costa	600	30
7	P. da Costa-P. de Buxos	380	25
8	P. de Buxos-Trafaria	300	não detectado

Quadro 4.5 - Recuos da crista do degrau inferior do sector C, medidos por comparação entre cartas topográficas datadas de 1883 e 1977.

Fazendo a média dos produtos dos comprimentos dos diversos trechos de talude, em percentagens do comprimento total, pelos respectivos recuos médios, obtem-se, para o extremo poente do sector B e a totalidade do sector C, um recuo médio geral de 31 m em cerca de 94 anos, ou seja, cerca de 33 cm por ano.

O recuo médio da crista no trecho 2 parece ser excessivo. Na realidade algumas medições deram diferenças da ordem de 100 m. Contudo, a sobreposição em planta de estruturas antrópicas já existentes em 1883 e ainda assinalados na carta de 1977, não deixava qualquer dúvida quanto à justeza da sobreposição efectuada. Foi feita uma observação atenta de diversas plantas topográficas de datas anteriores e posteriores a fim de confirmar o desenho em planta da crista naquele trecho de talude e datar as escavações realizadas para a construção e alargamento da plataforma marginal aí existente. Nas fotografias aéreas mais antigas, obtidas em 1938, aquela

plataforma já lá existia praticamente idêntica à sua forma actual. Não foi possível obter por parte do pessoal técnico do parque de combustíveis da Shell alguma informação que esclarecesse sobre aquele reperfilamento do talude, nem se encontrou nenhum documento relacionado com tais obras.

A mesma posição em planta do perfil original da crista do talude foi confirmado em cartas de origem diversa datadas de 1878 ("Plano Hydrográfico do Porto de Lisboa", esc.1:20 000), 1879 ("Entrance of the River Tagus...", esc.1:31 240) e 1881 ("Plano Hydrográfico desde o Cabo da Roca até Sezimbra", esc.1:50 000).

Quanto às obras de escavação que tiveram de ser realizadas para a construção da ampla plataforma marginal da firma Shell (cerca de 80 m de largura), duas cartas topográficas datadas de 1901 (Carta dos Arredores de Lisboa do Corpo do Estado Maior, esc. 1:20 000) e de 1909 (Carta de Lisboa e seus Arredores, esc. 1:50 000) ainda nada assinalam de substancialmente diferente em relação às anteriores. Uma edição rectificada da primeira, datada de 1916, assinala sobre a margem três pequenos círculos que poderão corresponder a tanques metálicos de combustíveis. Contudo, o desenho da crista do talude ainda não apresenta nenhuma alteração notável.

No Plano Hydrográfico do Porto de Lisboa, editado em 1932, o recuo de todo o trecho de talude é bastante evidente e, junto ao rio, assinala-se o parque da Shell, instalado numa plataforma idêntica à actual. A Fig.4.16(a) dá bem uma ideia da alteração do perfil transversal daquele talude imposta pelo Homem.

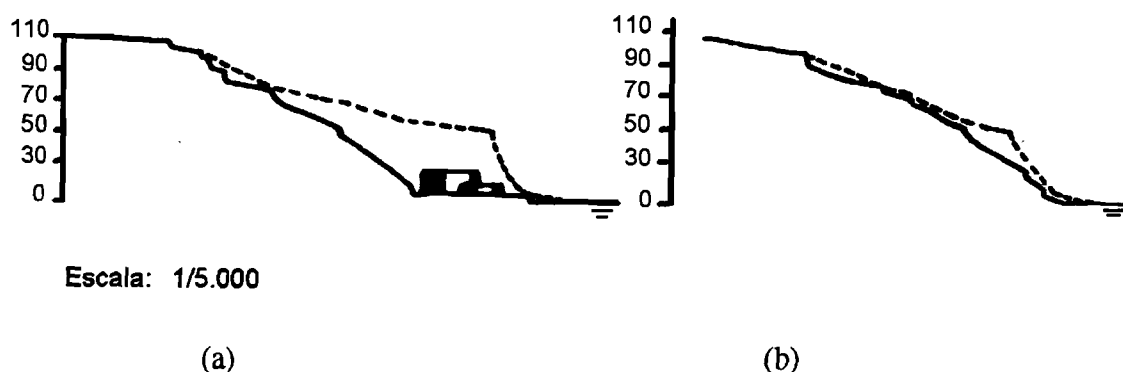


Figura 4.16 - Alterações do perfil dos taludes do sector C entre 1883-1977, com base nas cartas topográficas com aquelas datas. A tracejado: perfil do talude em 1883; A traço contínuo: perfil do talude em 1977. (a): trecho entre os vales de Alfanzina e de Banática, sobre a plataforma da Shell; (b): trecho entre os vales de Banática e da Petrogal.

Como termo de comparação, apresenta-se um exemplo de modificação natural ocorrido no trecho de taludes 3 obtido pela mesma técnica (Fig.4.16(b)). Pela observação deste último verifica-

-se que, nos últimos 94 anos parece ter havido, de facto, um recuo sensível da crista do degrau inferior destes taludes, mas tal recuo apenas acompanhou o adoçamento geral da inclinação do talude na procura de um declive mais estável, uma vez que a posição do sopé do mesmo pouco se alterou.

Retirando ao cálculo da média dos recuos o trecho (2) a fim de apenas entrar em linha de conta com os trechos de taludes sujeitos apenas a uma evolução (em princípio) natural, passa-se a admitir um valor da ordem dos 26,5 m para o recuo sofrido ao nível da crista da generalidade dos taludes a poente do vale de Palença durante o mesmo período de tempo, o que dá uma média de 28 cm de recuo anual em todo o degrau inferior do trecho de taludes considerado.

Medições em fotografias aéreas

Determinou-se o recuo de duas pequenas secções da crista, uma imediatamente a este do vale de Alfanzina, a outra junto às instalações da Petrogal. Em todas as medições que deram menos de 0,5 m de diferença de posição da crista considerou-se não ter havido recuo, uma vez que às escalas das fotografias utilizadas (1:6 000 a 1:13 000), qualquer objecto com esta dimensão não é detectável mesmo com oculares de ampliação de 8x montadas no estereoscópio.

Aproveitou-se a existência de uma habitação e construções anexas na zona de Alfanzina, muito próximas da crista e em local plano, para traçar três perfis de medição que deram os seguintes valores de recuo:

perfis	datas	1938/58	1958/64	1964/75	1975/84	1984/94	somatório 1938/94	taxa de recuo anual
A		1,4 m	0	0	0	0,8 m	2,2 m	4 cm.ano ⁻¹
B		2,5 m	0	0	0	0	2,5 m	5 cm.ano ⁻¹
C		4,4 m	0	0	1,8 m	1,5 m	7,7 m	14 cm.ano ⁻¹

Imediatamente a este deste segmento de crista com cerca de 30 m de comprimento, analisou-se a evolução de um trecho de escarpa com cerca de 63,5 m de comprimento, muito recuado, onde o vale de Montalvão terminava suspenso (Fig.4.17). Na impossibilidade de se efectuarem medições segundo perfis perpendiculares à crista, dada a habitual ausência de pontos de referência nas proximidades, optou-se por medir directamente o recuo desse trecho ao longo do tempo em pares estereoscópicos de diferentes datas.

	datas	1938/58	1958/75	1975/94	somatório 1938/94	taxa de recuo anual
recuo máximo		3,5 m	4,0 m	2,0 m	9,5 m	17 cm.ano ⁻¹

Em conclusão, este segmento de talude com uma configuração arqueada, sofreu um recuo máximo ao nível da crista de cerca de 17 cm por ano. Este valor encontra-se ainda dentro da ordem de grandeza dos recuos estimados para a crista de escarpa medida anteriormente. Um escorregamento afectando 17 m do rebordo da crista rebaixou ligeiramente o terreno acima desta. Posteriormente, entre 1975 e 1994, esta ocorrência, sem dúvida superficial, sofreu evolução remontante em cerca de 6 m.

Legenda

A, B e C - perfis de medição

R - zona cujo recuo foi avaliado por medições directas

M - ponto onde a linha de água do vale de Montalvão terminava suspensa.

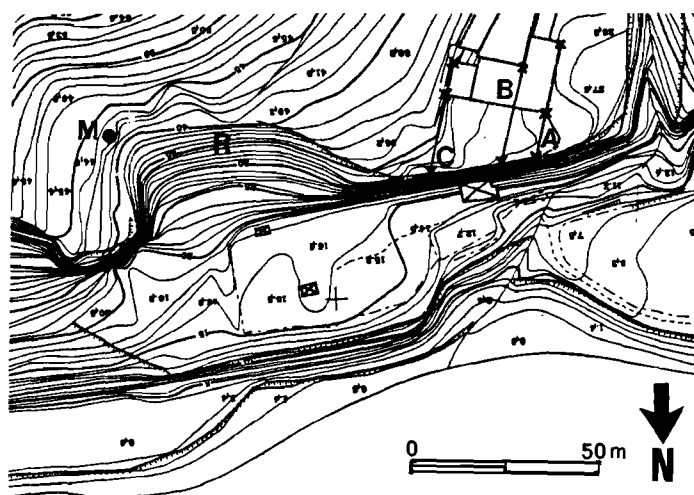


Figura 4.17 - Localização, frente ao rio, do trecho de degrau inferior analisado. Excerto da carta topográfica do Concelho de Almada na escala 1:1 000 (1995).

Na zona da Petrogal, apenas foi possível determinar o recuo de um pequeno trecho de talude para um período de 26 anos.

perfis	data	1938/58	1958/64	somatório 1938/64	taxa de recuo anual
D		0,6 m	1,6 m	2,2 m	8 cm.ano ⁻¹
E		0	6,8 m	6,8 m	26 cm.ano ⁻¹

Como se referiu atrás, os desníveis importantes em consequência de uma morfologia em degraus sucessivos, a forte inclinação dos terrenos compreendidos entre esses degraus e a quase total ausência de elementos fixos de referência nas proximidades da crista, impossibilitaram a medição, pela referida técnica, de recuos de crista noutros pontos do degrau inferior. Para além disso, o facto de se tratar de uma crista em material brando, sobranceira a uma encosta com declives por vezes muito inferiores aos do degrau intermédio, que é rochoso e abrupto, não

permitiu generalizar a técnica de obtenção de recuos por medição directa de comprimentos e larguras de trechos recuados, visto o enquadramento das áreas perdidas ser, em regra, muito difícil de efectuar.

Não sendo aquele pequeno número de observações aerofotogramétricas, confinado a dois locais, minimamente representativo da totalidade do degrau inferior do sector C, pode-se, no entanto, estimar, apenas para os trechos analisados, recuos anuais entre 4 m e 26 cm. O mesmo recuo estimado com base numa técnica de medição muito menos precisa para o trecho de talude arqueado, encontra-se, ainda, entre estes dois valores.

Notar que os valores mais altos avaliados para a taxa anual de recuo (26 cm/ano) aproximam-se do que foi calculado anteriormente para a totalidade destes taludes pela comparação de cartas topográficas datadas de quase um século de diferença (28 cm/ano). Contudo, aqueles primeiros não correspondem, na realidade, ao recuo sofrido por um dado ponto da crista durante o espaço de tempo decorrido entre o primeiro e o último levantamentos utilizados (26 anos), mas sim em somente seis (1958-1964) pois, para os vinte anos anteriores, nada foi detectado. Como o levantamento aéreo de 1964 assinala uma grande quantidade de superfícies frescas de roturas de terreno, derivadas das fortes chuvadas ocorridas nesse ano e no ano anterior, é muito provável que o recuo total obtido no perfil de medição E, na zona da Petrogal, possa corresponder a um único movimento de massa.

Para além disso, as medições efectuadas em fotografia aérea interessaram apenas duas situações pontuais, não representativas do comprimento total da crista do degrau inferior em todo o sector analisado. Provavelmente, existem diversos trechos de crista onde não se detectaria qualquer recuo, como aliás se constatou durante a comparação entre cartas de diferentes datas para a arriba fluvial entre Porto de Buxos e Trafaria. Se tal pudesse ser confirmado noutros trechos, avaliar-se-iam, provavelmente, taxas de recuo bastante inferiores às resultantes na comparação cartográfica.

Degrau intermédio

Medições em fotografias aéreas

Uma observação cuidada das várias colecções de fotografias aéreas interessando todo o sector em referência permite concluir que as alterações naturais mais nítidas entre os vales de Montalvão e da Trafaria ocorrem ao nível do degrau inferior. Pelo contrário, o topo da escarpa rochosa que forma o degrau intermédio, apresenta recuos muito localizados, facilmente detectados pelas diferenças de tonalidade ocorrentes nos sítios afectados por quedas de blocos ou

desmoronamentos. Contudo, as medições efectuadas pelo método de **Marques (1997)** com vista à determinação das áreas perdidas devido a tais movimentos, não lograram resultados satisfatórios.

Consideraram-se resultados não satisfatórios aqueles que inspiraram sérias dúvidas motivadas, em grande parte, pelo comprimento necessário para os perfis de medição, pelas grandes diferenças de cotas existentes no terreno atravessado por esses perfis e pelas exageradas taxas de recuo avaliadas. Por isso, ao longo do degrau intermédio esta técnica não se mostrou, infelizmente, muito apropriada devido à extrema dificuldade em encontrar pontos de referência próximos das cristas cujo recuo se pretendia medir. De qualquer modo, foi possível verificar que, nos últimos 56 anos (1938-1994), o referido recuo se podia resumir a raras frentes de escarpa, com poucos metros de comprimento, a partir das quais tinha havido cedência de um painel ou de uma cunha rochosa. Mais raramente, detectaram-se desmoronamentos abrangendo vários blocos. Dadas as dificuldades, pelas razões acima apontadas, em se realizarem medições segundo perfis perpendiculares à frente das escarpas, optou-se antes por efectuar medições directas nos locais onde se verificaram recuos de crista.

No **Quadro 4.6**, apresentam-se os resultados daquelas medições sobre toda a escarpa que constitui o degrau intermédio, compreendido entre os vales de Montalvão e de Porto de Buxos. Devido ao erro de paralaxe, os resultados obtidos devem ser vistos mais como ordens de grandeza do que como recuos reais.

Comprimento / / largura média (m)	Área afectada (m ²)	Vertente de vale onde se localiza a ocorrência	Data da fotografia aérea
15 / 1,3	19,5	Portinho da Costa E	1958
20 / 1,7	33	idem	1958
7 / 2,2	15,4	Porto Brandão E	1964
9 / 1	9	idem	1964
17,5 / 1,4	24,5	Porto Brandão W *	1964
65 / 3,7	240,5	Montalvão E	1972
6,3 / 1,6	19,08	Alfanzina W	1978
7,2 / 2	15	idem	1984
25,7 / 6,4	164,5	Porto Brandão W *	1984
19,3 / 4,5	86,9	idem	1984
22,5 / 13	292,5	Portinho da Costa E	1984
16 / 2,5	20	Banática W	1991

* Recuos medidos no mesmo local, pelo que a ocorrência detectada no levantamento de 1984 terá afectado uma área de $164,5 - 24,5 = 140 \text{ m}^2$.

Quadro 4.6 - Áreas de crista afectadas pelos movimentos de massa, detectados ao longo do degrau intermédio por observação de todos os levantamentos de fotografias aéreas adquiridos (entre 1938 e 1994).

Como foi mencionado atrás, a detecção da maior parte dos recuos sofridos pela crista destas escarpas foi possibilitada pelo forte contraste de tonalidades entre as frentes rochosas, quase sempre muito escuras, e as superfícies de rotura frescas, de tons em regra muito mais claros. É possível que a área total afectada seja um pouco superior, uma vez que não se contabilizaram ocorrências de pequenas dimensões, mais frequentes mas não detectáveis nas fotografias aéreas utilizadas. Para além disso, um certo número de movimentos pode não ter sido detectado por ter decorrido tempo suficiente, desde a data do seu desencadeamento e a do levantamento fotográfico seguinte, para a colmatação, em regra por mato rasteiro ou arbustivo, da respectiva evidência. Tal é perfeitamente admissível entre os levantamentos de 1938 a 1964, espaçados entre si de 6 a 11 anos, mas o mesmo já não o será para os 30 anos seguintes, onde a média de intervalos de tempo entre levantamentos sucessivos é de apenas 3 anos.

Para o cálculo da taxa média de recuo, tal como definida por **Marques (1997)**, mediu-se o comprimento total do degrau intermédio entre os vales de Montalvão e de Porto de Buxos.

Perda total de área sobre o degrau intermédio: 926,4 m² (1)

Comprimento total da crista: 6 150 m (2)

Intervalo de tempo abrangido (1938-1994): 56 anos (3)

Recuo total médio: (1)/(2): 0,15 m (4)

Taxa média anual: (4)/(3): 0,0027 m.ano⁻¹ = 0,27 cm.ano⁻¹

4.5.2.4 - Sector D

Para o mesmo intervalo de tempo (últimos 56 anos) pode-se afirmar que, em todo o sector D, não houve recuo significativo, pelo menos detectável pelo método de **Marques (1997)**. A comparação de cartas topográficas na escala 1:1 000 também distanciadas entre si em mais de 50 anos, (1940 e 1995) pareceu confirmar esta hipótese.

4.5.2.5 - Sector E

Medições em fotografias aéreas e medições no campo

Este sector de taludes (**Fig.4.18**) é encimado por uma plataforma que, se bem que apresente alguma ondulação topográfica contem, ao contrário de extensas áreas dos sectores anteriores, pontos de referência a curta distância da crista materializados no terreno por árvores, habitações, caminhos, arruamentos, limites de loteamentos (nomeadamente nos levantamentos mais recentes), etc. Tal facto permitiu, com certa segurança, efectuar uma quantidade de medições, em especial nos locais onde se tinham detectado previamente alterações no perfil da escarpa, entre dois pares estereoscópicos de datas diferentes.

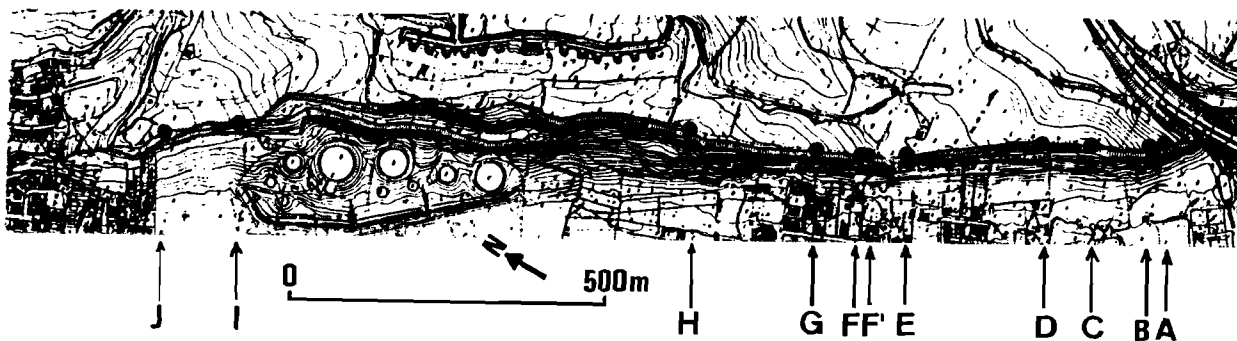


Figura 4.18 - Localização das ocorrências de movimentos de massa, indicadas de A a J, detectadas no sector E e cujo recuo foi contabilizado.

O comprimento total do sector E é de cerca de 1 913 m. A estrutura geológica na maior parte destes taludes impõe um mecanismo de rotura no qual se individualizam de uma só vez grandes painéis calcários a areno-calcários abrangendo, em altura, a totalidade do elemento vertical superior. O recuo paralelo dessa zona escarpada permite calcular, de uma forma aproximada, o volume total de material perdido quando se desencadeia um movimento.

Das onze ocorrências assinaladas na **Fig.4.18**, sete foram detectadas na análise fotogramétrica, com base nas alterações visíveis do perfil da crista por comparação entre fotografias de levantamentos seguidos. As restantes cinco ocorrências, as de datas mais recentes, foram estudadas no terreno. Para mais, três destas últimas ocorreram posteriormente à realização do mais moderno dos levantamentos aerofotográficos disponíveis, datado de 1994. As respectivas características geométricas bem como os meios utilizados na sua medição (medições sobre estereopares de diferentes datas e/ou medições directas no campo), vêm resumidas no **Quadro 4.7**.

As ocorrências F e F' foram assim identificadas no **Quadro 4.7** pelo facto de ambas se terem desencadeado exactamente no mesmo local. A ocorrência K corresponde a uma medição efectuada com base em dois levantamentos aéreos muito distanciados no tempo pelo que o recuo obtido corresponde, muito possivelmente, ao somatório de várias ocorrências. Pelos testemunhos obtidos junto de habitantes locais, aquele recuo poderá ter sido superior ao avaliado.

Verifica-se que, neste sector, os recuos observados apenas abrangem as zonas de talude cujo trecho superior é constituído por um elemento vertical essencialmente rochoso. Na zona sobranceira ao parque de combustíveis da OTAN, em S. João de Caparica, a ausência daquela faceta, mais resistente, coloca os siltes argilosos subjacentes ao nível da crista. Esta, por efeito de uma intensa meteorização, torna-se aqui mais arredondada, nitidamente convexa, notando-se um

Trecho recuado	Comprimento (m)	Larguras máxima e média (m)	Área afectada (m ²)	Volume (m ³)	Data	Observações e medições
A	49	4 / 2	98	1470	1947/67	foto aérea
B	21	4 / 2	42	756	1947/67	foto aérea
C	56	4,7 / 3,6	202	3830	1989	foto aérea/campo
D	36	4 / 2	72	1368	1997	campo
E	95	4 / 3	285	2565	1967/72	foto aérea
F	30	1,5 / 1	30	300	1988	foto aérea/campo
F'	17,6	3 / 2,3	41	324	1998	campo
G	33	1,7 / 1,2	40	475	1997	campo
H	37	2,5 / 1,5	56	888	1947/67	foto aérea
I	60	3,8 / 2,5	138	552	1975/78	foto aérea
J	90	12,5/4,3	388	-	1972/94	foto aérea

Quadro 4.7 - Descrição dos diferentes trechos de crista que sofreram recuo, identificados no sector E (de sul para norte).

recuo pronunciado em relação aos terrenos mais rijos que, por sua vez, ocorrem abaixo da formação silto-argilosa. Anote-se também que, nas zonas de talude simples, o alinhamento da crista traçado em mapa tende a apresentar-se quase rectilíneo enquanto que na zona do talude complexo, sobre o local acima referido, o mesmo alinhamento é muito mais ondulado.

No entanto, não foi possível obter resultados fiáveis de recuos de crista em quase todo este trecho de talude, uma vez que, nessa zona, apenas se detectaram referências fixas em pontos muito afastados da crista (na ordem da centena ou centena e meia de metros) ao longo de cujos perfis as cotas sofriam variações importantes.

As zonas mais a norte onde se detectaram recuos (ocorrências I e J) encontram-se novamente em taludes constituídos por um trecho superior vertical, essencialmente rochoso, sobrejacente a outro, em regra silto-argiloso e de vertentes mais adoçadas.

Desta maneira, optou-se por avaliar uma taxa de recuo para o sector E excluindo nos cálculos a zona sobranceira ao parque de combustíveis, com um comprimento de cerca de 445 m, uma vez que não se detectou aí nenhum recuo digno de nota e, principalmente, porque se concluiu que a sua evolução obedecia a mecanismos distintos, não sendo, pois, válido um tratamento conjunto de zonas tão diferenciadas em termos evolutivos.

O tipo de recuo paralelo observado no trecho superior vertical destes taludes, permite efectuar o cálculo da taxa média de recuo tal como aplicado por Marques (1997).

Área total afectada (ou perdida): 1 382 m² (1)

Comprimento total da crista: 1 468 m (2)

Intervalo de tempo abrangido pelas medições: 51 anos (3)

Recuo total médio: (1)/(2): 0,95 m (4)

Taxa média anual: (4)/(3): 0,019 m.ano⁻¹ (1,9 cm.ano⁻¹).

-----//-----

Em resultado das medições efectuadas para os diferentes sectores de taludes, constata-se a existência de recuos diferenciados, resultado das variações de litologia ocorrentes de sector para sector e da disposição dos diferentes terrenos, alternadamente mais brandos e mais resistentes nos taludes. No sector A não se detectaram recuos ao longo da crista, apesar de numerosas evidências, tanto no campo como nos levantamentos de fotografia aérea analisados, de desmoronamentos de grandes massas rochosas partindo, quase sempre, da meia encosta. A sobreposição de cartas topográficas da região corrobora este facto para um intervalo de tempo mais alargado, à escala secular. Apesar de constituído por terrenos em regra mais brandos, no sector D também não se verificou qualquer recuo ao nível da crista.

Nos sectores C e E foram efectuadas medições sistemáticas de recuos de crista. No primeiro, estas interessaram tanto o degrau inferior, de crista essencialmente siltosa a silto-argilosa, como o degrau intermédio, de composição calcária a calcário-margosa. Admite-se, para a generalidade da crista do degrau inferior, um recuo anual da ordem de 4 cm a 28 cm. Em todo o degrau intermédio, obteve-se uma taxa de recuo anual muito reduzida, milimétrica, tendo-se medido uma taxa máxima de 0,27 cm por ano. Quanto ao sector E, a análise só foi possível nos trechos em que o talude era constituído, na zona da crista, por material rochoso. Neste caso, as taxas de recuo avaliadas aproximaram-se dos 2 cm por ano.

4.5.3 - Movimentos de terrenos

Actualmente, tanto os taludes fronteiros ao Tejo como o trecho setentrional da arriba fóssil encontram-se numa fase não estacionária de evolução, sofrendo as suas vertentes alterações a uma taxa perceptível à escala humana. Essa taxa, materializada em grande parte por ocorrências de movimentos de massa, tem sofrido forte incremento nos últimos 100-150 anos devido ao crescente interesse daquela região pelas diferentes actividades antrópicas. Como exemplo da interferência do Homem na evolução destes taludes refira-se que, durante o Inverno de 1995/1996, dos seis casos mais notáveis de movimentos de terrenos de diversos tipos que então ocorreram na região, nenhum deles se desencadeou unicamente devido a causas naturais.

As condições geológicas e morfológicas dos referidos taludes, são responsáveis por diferentes mecanismos de rotura. Por essa razão, a descrição dos tipos de movimentos de terrenos ocorrentes segue, também neste caso, a divisão da área em estudo pelos sectores geomorfológicos caracterizados atrás.

4.5.3.1 - Sector A

Em relação ao trecho de escarpa contínua entre Cacilhas e Arialva, o tipo dominante de movimento de terrenos consiste em quedas de blocos a partir das paredes verticais ou sub-verticais, onde as camadas mais rijas formam consolas postas em destaque pela erosão diferencial dos estratos confinantes mais brandos, inferiores e superiores. A ocorrência em 1992, 1996 e 1997, de quedas de blocos de grande volume (várias dezenas de metros cúbicos) concentrando-se no trecho entre Boca do Vento e Fonte da Pipa, justifica-se pela presença, nesse local, de um espesso banco calcário a calcarenítico formando consolas com cerca de 3 m de balanço. Muito próximo deste trecho, um pouco a oeste, registe-se a queda, em 1968, de um bloco de cerca de 150 toneladas sobre as instalações da antiga Companhia Portuguesa de Pescas (LNEC, 1976).

A maior parte destas ocorrências tem a sua origem, quase sempre, a meia altura da escarpa, não sendo visíveis os seus efeitos no total deste sector. Da escarpa, destacam-se blocos aproximadamente prismáticos ou em diedro, no caso do maciço se encontrar compartimentado por diaclases oblíquas à sua parede.

Registe-se, ainda, um talude sobranceiro ao cais do Ginjal, coberto por depósitos de vertente espessos, onde ocorreu um escorregamento que obrigou à realização de obras de estabilização importantes.

4.5.3.2 - Sector B

Entre Arialva e Montalvão, todo este sector se encontra numa fase muito activa de evolução, reagindo os taludes aos efeitos instabilizadores recentemente impostos pelo Homem (aumentos de declives transformando diversos trechos em frentes escarpadas, perturbação, se não mesmo destruição, da rede de drenagem original, etc.). No fundo, o que se está a passar neste sector já aconteceu na sector A, mas a uma escala de alterações morfológicas muito superior.

Detectaram-se neste sector numerosos testemunhos de quedas de blocos, por vezes de dimensão métrica, com origem nas escarpas que sobressaem ao longo da colina do monumento a Cristo-Rei, numa escarpa escavada com mais de 50 m de altura que domina as instalações fabris implantadas no vale de Palença de Baixo e num pequeno trecho de talude, muito perturbado e

descalço na zona do sopé por escavações efectuadas nos anos 50 e 60 pela actividade extractiva, a este do vale de Montalvão.

Observam-se numerosas evidências de fluência, com especial destaque para os aterros da JAE e as vertentes do vale de Arrábida. Perto do sopé da colina do monumento a Cristo-Rei existe um escorregamento activo, relativamente superficial, cuja configuração morfológica se tem alterado todos os anos. Este escorregamento ocorreu pela primeira vez alguns anos após a construção, nos anos 60, de um acesso rodoviário ligando Arealva à zona do Pragal ao longo da vertente da referida colina.

Todas as ocorrências mencionadas têm como origem principal as intensas perturbações promovidas pela actividade antrópica. A maioria das escarpas referidas foram escavadas ou instabilizadas devido a obras para acessos rodoviários (colina do monumento a Cristo-Rei) ou devido a exploração de argilas (Palença de Baixo, Montalvão).

4.5.3.3 - Sector C

No sector C, ocorrem também diversos trechos de taludes intensamente modificados pelo Homem. No entanto, existem outros pouco intervencionados onde é possível observar o andamento da evolução natural. A observação de fotografias aéreas provenientes de diversos levantamentos datados de 1938 a 1994, permitiu confirmar, em certos locais, o que foi ilustrado pela comparação de cartas topográficas antigas e modernas (**Fig. 4.16b**) e pelas medições do recuo da crista sobre um trecho de talude na zona de Montalvão (**Fig. 4.17**): o recuo da crista do degrau inferior não pode ser considerado representativo do recuo ocorrente para baixo daquela, uma vez que as condições litológicas presentes, muito heterogéneas, não permitem o recuo paralelo daquele degrau. Sobre a crista ocorrem escorregamentos do tipo rotacional que a rebaixam, os quais, por instabilização remontante dos terrenos mais superficiais, se estendem para cima, na direcção do degrau intermédio.

Ao mesmo tempo que o declive geral abaixo da crista vai diminuindo, desenvolve-se, mais junto à margem, uma plataforma estreita constituída por camadas mais rijas que as da zona da crista. Para cima desta última, cada vez mais recuada e rebaixada, em regra, por escorregamentos de tipo múltiplo, os terrenos que sobem na direcção do degrau intermédio vão-se tornando cada vez mais inclinados. Assim, à medida que o degrau inferior se vai suavizando progressivamente, o trecho de talude acima deste torna-se cada vez mais inclinado até os perfis de ambos quase se confundirem. Posteriormente, com o aumento da inclinação do trecho de talude entre o degrau inferior e o intermédio, as camadas calcareníticas que formam este último começam a apresentar-se em consola, por subescavação dos terrenos mais brandos pertencentes às camadas superiores daquele trecho.

Quanto aos vales que atravessam, de modo obsequente, a costeira de Almada, poderão ter tido origem em escorregamentos ocorridos em zonas de forte inclinação localizadas a meia encosta. A partir daquela zona rebaixada pelos movimentos de massa, as águas de escorrência, no seu trabalho erosivo, tenderiam a escavar um sulco cujo aprofundamento acabaria por vencer os estratos mais resistentes até formarem, por fim, um vale cujo grau de incisão no terreno dependeria do tempo decorrido.

Esta hipótese de crescimento de linhas de água a partir do meio do talude, e não da sua foz, prende-se com o facto dos valeiros mais pequenos, relativamente pouco encaixados, se encontrarem suspensos, por vezes a cotas consideráveis, e tendo, por efeito da erosão remontante, conseguido atravessar camadas resistentes localizadas às cotas mais altas na costeira. Seguindo este raciocínio, o facto daqueles vales se encontrarem suspensos parece ser devido, pelo menos no caso de alguns deles nos sectores B e C, à presença abaixo da cota (22.00) a (25.00) das espessas bancadas calcareníticas da unidade III de Cotter que ainda não foram vencidas pelas respectivas linhas de água, no decorrer do seu contínuo trabalho erosivo (são disso os melhores exemplos os vales da Petrogal e da Esso). Outros ainda nem sequer atingiram aquelas cotas (Montalvão). Pelo contrário, os vales de maiores dimensões, profundamente encaixados na costeira, atingem todos o nível de base em enseadas relativamente largas quase sempre ocupadas por uma pequena praia. Em redor dessa área em regra plana, observam-se as espessas e rijas camadas dos "calcários de Entrecampos", conformando a base das vertentes de um e outro lado da enseada (Porto Brandão, Lazareto e Portinho da Costa). Tal só pode ser justificado por um intervalo de tempo mais prolongado e, portanto, por uma maior idade relativa destes vales, eventualmente os primeiros a abrir caminho pelos terrenos da costeira na direcção do rio, deixando ainda interflúvios suficientemente largos para, posteriormente, se formarem novos vales. Estes últimos, mais jovens e, portanto de menores dimensões, encontram-se presentemente suspensos a cotas variáveis.

O alargamento das vertentes de todos estes vales, onde não são raras as ocorrências de movimentos de massa, fazia-se a partir do entalhe da linha de água o qual, ao impor o acréscimo dos declives das vertentes adjacentes diminuí as suas condições de estabilidade. Hoje em dia, na maioria dos vales com excepção dos de Arrábida, Montalvão, Alfanzina e Lazareto, as águas das chuvas que escorrem pelas vertentes na direcção dos respectivos talwegues, são canalizadas por caleiras laterais às estradas construídas sobre a linha de água, anulando a progressão do respectivo encaixe. Contudo o trabalho sazonal de erosão dos antigos leitos, levando à instabilização do sopé das vertentes contíguas, conforme o modelo de roturas num vale em entalhe contínuo, descrito por **Palmquist & Bible (1980)** e atrás referido, foi substituído pela acção do Homem, também com consequências visíveis na alteração das condições de estabilidade dessas vertentes. Presentemente, os tipos de movimentos de terrenos mais comuns neste sector, são os seguintes:

- Escorregamentos de tipo singular e de tipo sucessivo nas vertentes dos vales - ocorrências quase sempre pouco profundas, mas podendo atingir áreas da ordem de alguns hectares como aconteceu, em 1964, nas vertentes oeste dos vales de Porto Brandão e da Banática (no vale de Portinho da Costa assinalam-se alguns escorregamentos singulares afectando, a meia encosta, as respectivas vertentes, e datadas, aproximadamente da mesma época).

- Escorregamentos de crista - afectam praticamente todos os degraus de escarpas ao longo dos vales mais importantes. Estes movimentos, abrangendo volumes relativamente pequenos, estão associados a inclinações excessivas que os depósitos de vertente atingem ao acumular-se por cima de escarpas rochosas. Recentemente, em Janeiro de 1996, um escorregamento deste tipo ocorrido em Porto Brandão destruiu duas habitações construídas de encontro ao sopé de uma escarpa, matando dois dos seus ocupantes.

- Escorregamentos de sopé de vertentes de vale - tipos de roturas desencadeadas, originalmente, por aumento de inclinação do terreno devido ao trabalho erosivo de linhas de água no decorrer de períodos de chuvas, ou por escavações efectuadas pelo Homem para alargamento de plataformas. É o caso de um escorregamento datado de Dezembro de 1995, próximo de Porto Brandão, provocado por obras daquele tipo.

- Quedas de blocos ou de cunhas rochosas a partir do degrau intermédio, facto especialmente notório no vale da Banática, onde este atinge altura superior a 20 m (ver **Foto 4.9**).

- Finalmente, nas frentes de taludes sobranceiros ao Tejo, são frequentes escorregamentos de detritos na face exposta do degrau inferior e, na sua crista, ocorrem por vezes escorregamentos rotacionais de tipo múltiplo.

4.5.3.4 - Sector D

Em relação a este sector, pouco há a assinalar em relação ao modelo evolutivo dos respectivos taludes. Os seus aspectos geomorfológicos mais importantes foram já referidos no Sub-capítulo 4.3.

Actualmente, estes taludes apresentam-se bastante estáveis, não se verificando outros tipos de instabilidades que não sejam pequenas desagregações ao nível do trecho superior escarpado, traduzidas por quedas esporádicas de blocos em geral terrosos e fluxos de detritos, os quais ocorrem sobre o povoado subjacente. A construção anárquica espalhada pela encosta acima foi em grande parte implantada, a partir dos anos 50, sobre depósitos de vertente, sendo possível observar diversos muros de alvenaria de pedra ou de tijolo deformados e fendidos em resultado dos impulsos das terras.

4.5.3.5 - Sector E

Por fim, o sector E, deverá ter funcionado pelo menos desde o início do Holocénico como uma arribal litoral, sem dúvida mais inclinada que na actualidade devido à constante escavação do sopé pela ondulação marinha. O seu recuo teria sido, então, bem mais rápido que actualmente. O andamento da superfície miocénica subjacente aos depósitos arenosos recentes da estreita planície litoral que se desenvolve frente à arribal, foi determinado com base nos elementos obtidos nos registos de diversas sondagens aí realizadas. A extrapolação entre os valores de profundidades do firme miocénico de sondagem para sondagem, por vezes afastadas entre si de algumas centenas de metros, mostra uma plataforma de abrasão marinha inclinada na direcção do mar de 1,1º a 1,2º em cerca de 1 100 m de extensão.

Segundo **Pereira (1988)**, a actual planície litoral que se desenvolve entre o sopé da arribal fóssil e o oceano poderá corresponder aos restos de um antigo litoral de ilhas-barreira, após colmatção da laguna interior. A mesma autora refere como testemunho desse facto o antigo pântano que se estendia, junto ao sopé da arribal, desde S. Pedro da Trafaria até um pouco a sul da Costa de Caparica e que vem assinalado em diversas cartas topográficas e planos hidrográficos datados do século XIX e início do século XX. Esse pântano, denominado de Juncal, foi posteriormente drenado por uma rede de valas construídas na década de 1920.

A evolução em grande parte deste sector é actualmente comandada por movimentos de terrenos com origem no troço superior escarpado, em regra do tipo tombamento de painéis de calcário e arenito calcário de grandes dimensões destacados do maciço por abertura de fenda de tracção. À medida que esse troço recua, a parte inferior do talude, silto-argilosa e menos inclinada, vai-se alargando e, em consequência, o seu declive vai diminuindo gradualmente. Detectaram-se diversas ocorrências na zona sobranceira a Sto. António de Caparica, sendo as mais recentes datadas de 1988, 1989, 1997 (duas ocorrências) e 1998. No troço inferior, coberto de depósitos de vertente, verificam-se alguns escorregamentos muito superficiais e frequentes vestígios de torrentes de lamas.

No trecho de taludes fronteiro a S. João de Caparica observaram-se algumas acumulações muito recentes de blocos, uns unicamente de siltes outros de restos de conchas numa matriz siltosa ou silto-margosa, formando compridas línguas de terrenos soltos, deslocados no decorrer das últimas inverniais por um mecanismo de fluxo de terras. Uma vegetação extremamente densa formada por pinhal, caniçal e silvado impossibilitaram o acesso directo ao talude, a fim de se observar de perto os terrenos que lhe deram origem, localizados no sopé da encosta.



Foto 4.1



Foto 4.2



Foto 4.3

Alguns aspectos dos taludes do sector A. Ver comentários no verso.

Foto 4.1 - Cais do Ginjal. Nesta fotografia, distingue-se bem a alternância de camadas de diferentes resistências. Observa-se, do lado esquerdo, uma grande acumulação de depósitos de vertente. Os perfis 1 e 2 da **Fig.4.6** correspondem a este trecho de talude.

Foto 4.2 - Boca do Vento. Notam-se evidências de desmoronamentos ocorridos pouco tempo antes de se ter tirado a fotografia. Trecho de talude a que correspondem os perfis 3 e 4 da **Fig.4.6**.

Foto 4.3 - Escarpa sobre Olho de Boi. Vê-se a crista descendo para oeste (para o lado direito da fotografia), uma vez que, aí, a escarpa foi interceptada pelo vale do Seminário. Os depósitos de vertente atingem grandes dimensões. O perfil 6 da **Fig.4.6** passa precisamente no centro do trecho fotografado.



Foto 4.4



Foto 4.5



Foto 4.6

Alguns aspectos dos taludes nos sectores B e C. Ver comentários no verso.

Foto 4.4 - Vista da zona de Palença a partir das instalações da Junta Autónoma de Estradas (a nascente). A grande escarpa no centro da fotografia é produto das escavações realizadas durante muitas dezenas de anos para fornecimento de argilas a uma fábrica de cerâmica que aí existiu. Observar os blocos rochosos espalhados pelos depósitos de vertente que cobrem a escarpa até, pelo menos, metade da sua altura.

Fotos 4.5 e 4.6 - Dois aspectos dos taludes sobranceiros ao Tejo, no sector C, respectivamente o trecho entre Banática e Petrogal e o trecho entre Portinho da Costa e Porto de Buxos. Em ambos, é possível ver o degrau intermédio, em cima, e o degrau inferior, mais alto no primeiro trecho referido do que no segundo.



Foto 4.7



Foto 4.8



Foto 4.9

Sector C: Fotos tiradas sobre alguns vales. Ver comentários no verso.

Foto 4.7 - Vale de Alfanzina. Um exemplo de vale suspenso pouco interferido pelo Homem. À direita da linha de água, sobre os tanques de combustível da firma Shell, observa-se o trecho de talude escavado artificialmente nos anos 20 ou 30 para alargamento da plataforma marginal. Na zona mais alta da respectiva crista, o terreno encontra-se perturbado, mostrando uma superfície acidentada devido, eventualmente, a fluência. Mesmo na extremidade, do mesmo lado da fotografia, surge parte de um escorregamento sobre a referida crista.

Foto 4.8 - Porto Brandão. Aqui, a linha de água atingiu o nível de base, pelo que tem interesse comparar o perfil transversal deste vale com o da fotografia anterior.

Foto 4.9 - Vale da Banática. Observar o degrau intermédio, calcário a calcário-margoso, com alturas que chegam a atingir 20 m, e as habitações construídas junto à escarpa.

Foto 10



Foto 11



Foto 12



Foto 13

Foto 14



Aspectos morfológicos do sector E. Ver comentários no verso.

Foto 4.10 - Trecho da arriba fóssil sobranceiro ao parque de tanques de combustíveis da OTAN. Em primeiro plano, observam-se as camadas calcário-margosas da unidade de Cotter Vc. O terreno que constitui a crista do talude fotografado encontra-se muito recuado em relação à escarpa inferior formada por aquelas camadas.

Foto 4.11 - Vista oblíqua do mesmo trecho de taludes. Como se pode observar, a crista do talude apresenta-se recuada e adoçada visto ser constituída por siltes. Logo abaixo destes, surgem os estratos resistentes da unidade de Cotter Vc que formam, na zona de contacto com os siltes, uma estreita plataforma situada a meia encosta. Ao fundo, no canto esquerdo da fotografia, o talude passa a ser constituído, na sua parte superior, por uma crista rochosa uma vez que, a partir daí, aos siltes da unidade VIa sobrepoem-se os calcários e arenitos das unidades VIb e VIc.

Foto 4.12 - Extremidade meridional do sector E, destacando-se muito a cornija superior, calcária, subvertical, em relação ao talude inferior, em parte siltoso, com inclinações muito mais suaves. Este encontra-se ravinado devido à ocorrência de fortes surgências a partir da base dos calcários com caudais acrescidos após um período de chuvas prolongadas.

Foto 4.13 - Outro aspecto do mesmo trecho de taludes, observando-se o efeito de escamação por queda de estreitos painéis rochosos destacados da rocha-mãe por fendas de tracção parietais.

Foto 4.14 - Língua de material deslocado por fluimento de terras, frente ao sopé da arriba fóssil, a norte do parque de combustíveis da OTAN. Provem de terrenos siltosos da unidade Va₂, meteorizados e acumulados na base do talude

CAPÍTULO 5

CONDIÇÕES GEOTÉCNICAS

5.1 - HISTORIAL

A localização da área em estudo, numa região de grande importância socio-económica, com boa acessibilidade tanto por via marítima como, mais recentemente, por via terrestre, incentivaram um crescente aproveitamento por parte das mais diversas entidades públicas e privadas. Este facto foi já referido no Capítulo 1, encontrando-se a forte pressão ocupacional que a região das "colinas de Almada" tem sofrido ao longo deste século bem ilustrada na **Fig.5.1**.

A construção de algumas das estruturas existentes foi antecedida pela realização de estudos geológicos e geotécnicos que tiveram como objectivo fundamental investigar as características dos terrenos para fundações e, quando necessário, as condições de estabilidade das vertentes que iriam ser afectadas pelas obras previstas.

Os primeiros trabalhos desta índole realizados na zona constaram de algumas campanhas de prospecção mecânica mandadas executar pela então Administração Geral do Porto de Lisboa (AGPL) ao longo da margem e no leito do Rio Tejo, essencialmente nas zona do Ginjal e de Olho de Boi, para a construção ou alargamento de cais de atracação.

Posteriormente, e por necessidades de expansão física, algumas das empresas instaladas mais a poente ao longo da margem (Tagol em Palença de Baixo, Shell na Banática e Sonap, actual Petrogal, em Porto Brandão), viram-se na contingência de ocupar terrenos cada vez mais afastados da margem tendo, para isso, mandado realizar trabalhos de prospecção nas vertentes dos vales contíguos. Ao mesmo tempo, algumas populações vieram instalar-se ou em zonas fabris e de armazéns entretanto abandonadas (Ginjal, Boca do Vento) ou em pequenos bairros construídos a meia encosta, quase sempre em zonas de acumulação de depósitos de vertente (em Olho de Boi, na encosta poente do vale da Banática, em ambas as encostas do vale de Porto Brandão e na encosta de Abas da Raposeira).

Tudo isto resultou em várias intervenções no sopé das escarpas, com o alargamento para o interior das zonas utilizáveis tanto para fins industriais como habitacionais. O mesmo aconteceu em alguns dos vales mais importantes que desembocam junto de instalações fabris ou comerciais.

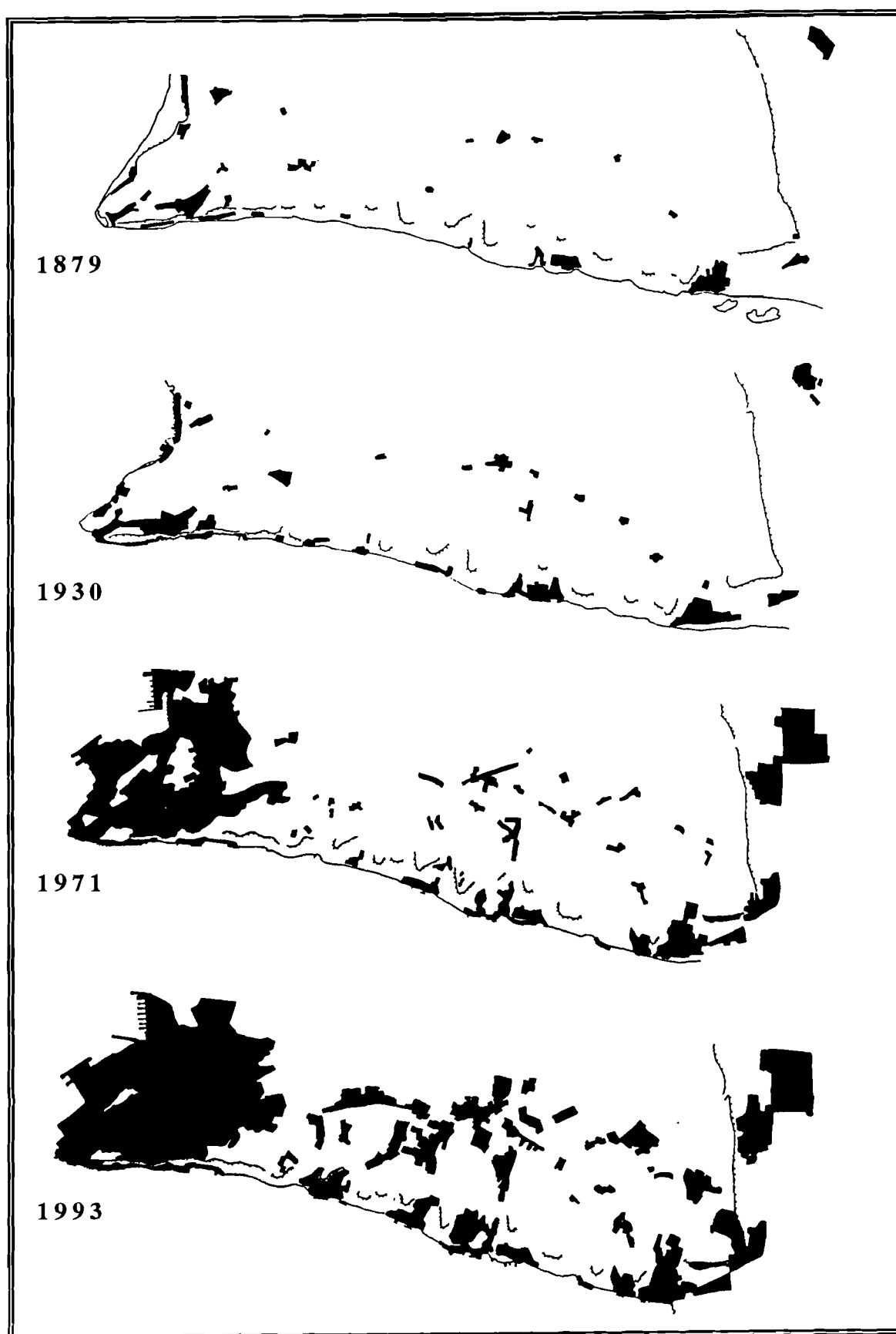


Figura 5.1 - Ocupação urbana na costeira de Almada no decorrer dos últimos 100 anos.

Esta densificação urbana veio a ter como consequência induzir e/ou acelerar fenómenos de instabilidade tanto nas vertentes de material brando como em certas escarpas rochosas ou, pelo menos, aproximar perigosamente estruturas e pessoas dos locais onde tais fenómenos habitualmente tinham e continuam a ter lugar.

Rapidamente se sentiu a necessidade de se promoverem, num ou noutro local, estudos geológicos e geotécnicos a fim de se realizarem as obras de prevenção ou, na maior parte das vezes, de recuperação, julgadas mais convenientes, os quais vieram a dar origem a um número razoavelmente elevado de relatórios.

Ao todo, foram consultados pelo autor setenta e nove relatórios de estudos geológicos e geológico-geotécnicos contendo resultados de prospecção mecânica, de ensaios *in situ* e ensaios laboratoriais ou simples pareceres baseados em observações do terreno. A maior parte desta documentação foi obtida nas diversas empresas que operam na área (Tagol/Mendes Godinho, Shell Portuguesa, Petrogal, Esso Standard Portuguesa e ex-Companhia Portuguesa de Pescas) ou nos arquivos da Administração do Porto de Lisboa, entidade que detém a jurisdição sobre toda a faixa ribeirinha de que aquelas empresas são concessionárias. Alguns relatórios foram, ainda, cedidos pela Câmara Municipal de Almada. Por fim, foi efectuada também uma pesquisa nos arquivos do Instituto Geológico e Mineiro.

Todos estes estudos foram realizados tendo em vista, ou uma caracterização geotécnica dos terrenos onde se iriam implantar os diversos tipos de estruturas (edifícios, instalações industriais, parques de armazenamento de combustíveis, cais portuários, etc.) ou, no caso de ocorrência de movimentos de terrenos, uma avaliação das causas que levaram os terrenos à rotura, pondo muitas vezes em risco aquelas mesmas estruturas. Estes relatórios abrangem um intervalo de tempo de quase 50 anos, compreendido entre 1949 e 1996.

Quarenta e oito dos relatórios consultados descrevem campanhas de sondagens, na maioria dos casos à percussão onde, para além de uma descrição litológica dos terrenos atravessados e anotação dos níveis de água detectados à data de execução das sondagens, se incluem, em regra, os resultados de ensaios de penetração dinâmica (SPT) efectuados e, em menor número, alguns parâmetros físicos e mecânicos obtidos em ensaios laboratoriais. De entre eles, trinta e dois relatórios referem-se a campanhas de prospecção em terrenos cujas características geomecânicas divergem das dos materiais que constituem os taludes em análise. Isto resulta do facto de que, estando as áreas onde incidiu tal prospecção localizadas no leito do rio Tejo ou nas suas margens, ou mesmo na planície de acumulação da Costa de Caparica, os terrenos atravessados são, essencialmente, as areias de praia e de duna deste último local, as aluviões do Tejo, e

terrenos miocénicos da unidade II de Cotter ("areolas da Estefânia") com características geotécnicas eventualmente algo diferentes das dos terrenos emersos que ocorrem nos actuais taludes. De qualquer modo, estes relatórios não deixaram de interessar para o presente estudo uma vez que permitiram verificar o andamento do "firme" miocénico tanto no leito do rio, nas proximidades da margem, como sob os areais da Costa de Caparica, entre o sopé da arriba fóssil e o mar. Do mesmo modo, permitiram observar alguns aspectos interessantes relacionados com as acumulações imersas de materiais miocénicos deslocados, testemunhos de antigos movimentos de terrenos resultantes, entre outras causas, de um trabalho erosivo realizado pelas águas do Tejo provavelmente bem mais eficaz que nos nossos dias.

Por seu lado, os dezasseis relatórios que, de entre os acima referidos, analisam a qualidade dos terrenos para estudo de fundações em terreno emerso, fornecendo resultados de ensaios de penetração dinâmica (SPT) acompanhando a descrição litológica, interessam directamente as formações que constituem os taludes em estudo, tendo os respectivos elementos sido incluídos numa apreciação global das características geotécnicas destes terrenos.

Os restantes trinta e um relatórios consultados referem-se a estudos baseados em observações *in situ*, campanhas de prospecção e ensaios laboratoriais, realizados com a finalidade de determinar as causas e compreender os mecanismos de movimentos de terrenos ocorridos em diversos pontos da área em estudo ou, mais raramente, de prevenir contra possíveis acidentes derivados daqueles movimentos.

Destes últimos trabalhos, contam-se onze cujas conclusões se baseiam unicamente na observação superficial dos terrenos e outros quatro em que essa observação foi complementada por campanhas de prospecção mais expeditas com abertura de poços ou ensaios com penetrómetro dinâmico ligeiro. Os outros dezasseis estudos dos trinta e um acima mencionados, foram precedidos por campanhas de sondagens, invariavelmente acompanhadas de ensaios SPT e, em diversos casos, recolha de amostras para ensaios laboratoriais onde se procurou obter, entre outros, os parâmetros resistentes que permitissem avaliar as condições que levaram, ou levariam, os terrenos à rotura.

Da análise destes trinta e um relatórios, facilmente se conclui que os principais agentes responsáveis pela instabilização dos terrenos em todas as situações aí descritas foram períodos de chuva particularmente intensa e, na maior parte dos casos, a acção do Homem o qual, no intuito de instalar unidades fabris, parques de combustíveis, habitações ou arruamentos, impôs profundas modificações no meio envolvente, alterando a topografia original ou perturbando a drenagem tanto superficial como subterrânea.

Contabilizou-se apenas um relatório técnico sobre movimentos de terrenos, anterior a 1960 (adiante referenciado). Tal facto pode ter várias explicações. Uma delas é que, até então, a Geologia de Engenharia praticamente não existia e, em termos latos, a própria Geotecnia, confinada essencialmente à Mecânica dos Solos, dava em Portugal os primeiros passos. Para além disso, muitas das empresas industriais que operam na zona, ou ainda não se tinham aí instalado ou ocupavam, na altura, uma reduzida extensão de terreno, não impondo interferências sensíveis no meio geológico.

Deste modo, a maior parte das ocorrências anteriores à década de 1960, se bem que afectassem, eventualmente, as populações locais ou mesmo alguma actividade económica já instalada na área, não mereceram qualquer estudo. Isto não quer dizer, no entanto, que não se fizessem aqui e ali algumas obras de estabilização baseadas num conhecimento essencialmente empírico da evolução geomorfológica dos terrenos, nomeadamente em escarpas rochosas, a fim de combater o avanço da erosão diferencial e para evitar quedas de blocos ou desmoronamentos. São os casos das obras envolvendo saneamento e recobrimento com argamassas de grande parte da escarpa sob a quinta do Palácio da Cerca, a oeste de Boca do Vento em Almada, e de alguns preenchimentos com alvenaria argamassada de pedra ou de tijolo, de sapas escavadas na escarpa poente sobranceira a Porto Brandão.

Para ilustrar o papel da ocupação antrópica no desencadeamento de muitos dos movimentos de terrenos na área em estudo, refira-se a mais antiga descrição de um problema essencialmente geotécnico aí ocorrido, onde se justificam as causas de um escorregamento que conduziu à interrupção de uma obra de defesa costeira. Esta consistia num fortim dos muitos que, ao longo dos séculos XVIII e XIX, foram construídos sobre as vertentes e cumeadas das colinas de Almada para defesa do estuário do Tejo (Sousa, 1981).

A Bateria 30 de Junho, assim denominada por aquele autor por ser essa a data provável do início dos trabalhos, foi mandada construir por ofício de 25 de Junho de 1832, sobre a crista do talude que separa os vales de Porto Brandão e do Lazareto (este último então denominado de "Paulina"), um pouco a nascente da Torre Velha, ainda existente nos nossos dias, e alguns metros a norte do local onde, trinta e cinco anos mais tarde, viria a ser construído o Lazareto Novo, actual Asilo 28 de Maio. O ritmo da construção foi bastante apressado e, a 1 de Agosto, a esplanada já se encontrava artilhada, se bem que ainda em obras. Algumas semanas mais tarde, a 10 de Setembro, com os trabalhos ainda em curso, ocorreu um escorregamento que danificou seriamente toda a estrutura. O oficial que então dirigia os trabalhos informou que tinha retirado quatro peças de artilharia da parte esquerda da esplanada uma vez que "pelas 7 horas da manhã" o parapeito desse lado tinha abatido em 110 palmos de comprimento e 15 de largura "assim como igualmente abateu do través contíguo 10 palmos de comprimento e 15 ditos de largura". Alertava

o mesmo oficial que não tardaria "a abater mais porção do parapeito e muito principalmente do través por lhe ficarem grandes fendas".

Para além de mal concebida para o fim militar em vista, como mais tarde veio a ser constatado, depreende-se que a bateria apresentava graves deficiências de fundação uma vez que tinha sido implantada na crista de um talude muito inclinado, onde os terrenos se encontravam descomprimidos e meteorizados. Um relatório da inspecção realizada três dias mais tarde concluía o seguinte: "Ainda que a artilharia, ao presente não esteja exposta, ela o estará logo que as terras estejam molhadas, visto que a aresta exterior do parapeito é a coroa da montanha, e não ter esta talude e o mesmo acontece à espalda da bateria logo que se perfunde a escavação. (...) Para a colocação da bateria naquele ponto, será necessário remover grande parte da montanha, ao contrário ficará defeituosa a bateria."

Dadas as dificuldades técnicas da altura em se efectuarem as escavações necessárias a partir da zona da crista a fim de se fundar a obra em terrenos mais firmes o que, segundo o mesmo relatório da inspecção, teria ainda de ser complementado com a construção de "espessa e forte muralha", os trabalhos foram definitivamente interrompidos (Sousa, 1981).

Quanto aos trinta e um relatórios e notas técnicas que foi possível reunir e que se debruçam sobre movimentos de terrenos ocorridos nos últimos tempos, estes podem ser descritos, resumidamente, numa ordem cronológica:

Anos 50

1959 - Relatório descrevendo os escorregamentos que afectaram os taludes de escavação que envolvem uma plataforma (ou bacia) de tanques de combustíveis nas instalações da ex-Sonap (**Construções Técnicas, 1959**).

Anos 60

1960 - Estudo versando problemas de estabilidade de taludes nas instalações da Shell Portuguesa, na Banática (**Construções Técnicas, 1960**).

1963 - Dois relatórios efectuados por **Teixeira Duarte (1963)** e **LNEC (1963)**, referentes a um escorregamento de depósitos de vertente no Ginjal, próximo de Cacilhas, afectando as instalações portuárias da antiga Sociedade de Reparações de Navios da Pesca do Bacalhau.

1964 - Quatro estudos do Serviço de Geotecnia do Laboratório Nacional de Engenharia Civil analisando, dois deles, escorregamentos que afectaram áreas importantes (alguns hectares) nas

vertentes silto-argilosas dos vales da Banática (**LNEC, 1964b**) e de Porto Brandão (**LNEC, 1964d**) e, um terceiro, sobre as condições de estabilidade das encostas subjacentes ao Asilo 28 de Maio (Lazareto), a poente de Porto Brandão, no seguimento a alguns abatimentos do muro da cerca daquele edifício, os quais atingiram as instalações militares que então existiam junto ao sopé do talude (**LNEC, 1964c**). No quarto estudo (**LNEC, 1964a**), de carácter unicamente preventivo, adverte-se sobre a possibilidade de ocorrerem escorregamentos afectando essencialmente as zonas mais superficiais meteorizadas da vertente onde viria a ser instalado o parque de armazenamento de combustíveis da empresa Esso, na Quinta dos Buxos, onde se observavam já algumas evidências de instabilidade. Este último relatório inclui parâmetros resistentes dos terrenos, obtidos em ensaios laboratoriais e, com base neles, analisam-se as condições de equilíbrio para os futuros taludes de escavação.

1968 - Dois relatórios referentes a um mesmo estudo. Num deles apresentam-se os resultados da prospecção mecânica executada (**Teixeira Duarte, 1968**) e, no outro, faz-se um historial e analisam-se os importantes escorregamentos ocorridos, desde os finais da década anterior, nos taludes de escavação que circundam a bacia central de depósitos metálicos da Sonap, a nascente do vale de Porto Brandão (**Profabril, 1968**).

Anos 70

1970 - Dois estudos realizados para fins essencialmente preventivos, um sobre as condições de estabilidade dos taludes sobranceiros à plataforma marginal da empresa Shell, na Banática (**LNEC, 1970**), e outro onde se analisa a estabilidade de um talude constituído por depósitos de escombreira, para instalação de um tanque de água da firma Tagol, em Palença de Baixo (**Teixeira Duarte, 1970**).

1976 - Um relatório interessando as instalações da Tagol (**Teixeira Duarte, 1976**). Tecem-se algumas considerações sobre as condições de estabilidade da grande escarpa escavada durante o período em que aí se extraíram argilas para uma fábrica de cerâmicas, bem como dos depósitos de vertente e escombreiras assentes no seu sopé.

1977 - Dois estudos da firma Dames & Moore Iberia nos terrenos da Esso, na Quinta dos Buxos, um debruçando-se sobre as razões que levaram ao colapso de um muro de suporte (**Dames & Moore, 1977a**) e outro em que se analisam as condições de estabilidade de toda a área intervencionada pela empresa, nomeadamente no respeitante aos taludes de escavação anteriormente executados (**Dames & Moore, 1977b**).

1979 - Um relatório onde se dá conta de diversas ocorrências nas instalações da empresa Esso causadas durante chuvas anteriores (**Profabril, 1979**) e uma nota técnica sobre a ocorrência

de movimentos de terrenos na Petrogal (ex-Sonap) (**Sondagens Rodio, 1979**). Nesta última, faz-se uma breve síntese dos diversos tipos de ocorrências que tinham afectado os terrenos da empresa, assinalando três zonas diferentes com problemas geotécnicos distintos (assentamentos diferenciais, escorregamentos e desmoronamentos) e propõem-se acções com vista à sua resolução.

Anos 80

1983/84 - Estudos e pareceres sobre estabilização dos taludes de escavação existentes no interior das instalações da Shell, na Banática, e das escarpas calcárias sobranceiras a essas instalações. (**Cenor, 1983; 1984**).

1989 - Um estudo efectuado pela ex-Secção Autónoma de Geotecnia (SAGT) da FCT/UNL para a Tagol assinala, com base em observações do terreno, os diversos perigos inerentes à construção de uma nova via de acesso às suas instalações através de uma zona não ocupada mas cujos taludes circundantes se apresentavam, ainda, profundamente perturbados pela extracção de argilas que laborou até meados dos anos 60 (**SAGT, 1989**).

Anos 90

1990 - Dois estudos efectuados com base em observação directa do terreno. Um deles, **SAGT (1990)**, onde interveio o autor, analisam-se as condições de estabilidade da escarpa rochosa sobranceira à estação de limpeza de petroleiros gerida pela firma ETC-Terminais Marítimos após novo abatimento nos muros da cerca do antigo Asilo 28 de Maio e sugerem-se trabalhos preventivos contra novos desmoronamentos. No segundo (**Belbetões, 1990**), propõem-se trabalhos de consolidação de um trecho da arriba fluvial que se estende para oeste do vale de Palença de Baixo, sobranceiro a uma plataforma de aterro onde se alinham alguns silos metálicos da firma Tagol.

1992 - Três relatórios: o primeiro (**Teixeira Duarte, 1992**), com o projecto para a estabilização da escarpa sobranceira aos aterros marginais da zona da Fonte da Pipa, sob o miradouro Lúfz de Queirós em local onde, alguns meses antes, um grande desmoronamento tinha ameaçado interromper a estrada que desce daquele miradouro até Olho de Boi. Outro, com novo estudo sobre as condições de estabilidade da vertente sobranceira à firma ETC - Terminais Marítimos (**Profabril, 1992**), desta vez incluindo ensaios laboratoriais em amostras colhidas em poços, a fim de determinar as características resistentes dos depósitos de vertente que cobrem a encosta sob o Asilo 28 de Maio. O terceiro estudo foi efectuado, com participação do autor, para o Seminário de S. Paulo em Almada (**SAGT, 1992**) e nele se avaliam as condições de segurança

em que se encontrava o mirante daquele seminário, implantado sobre uma escarpa muito alta e abrupta.

1996 - Seis relatórios, todos eles elaborados com vista à resolução dos problemas criados pelas graves ocorrências de movimentos de terrenos desencadeadas durante as fortes chuvadas do Inverno de 1995/96. O primeiro, realizado por solicitação do Governo Civil de Setúbal (**SAGT, 1996**), apresenta, com base em observações do talude de Abas da Raposeira, a sudoeste da Trafaria, uma proposta de estabilização do referido talude bem como um esquema de realojamento das populações em risco para uma zona sobranceira à crista prevendo-se, para o efeito, um profundo reperfilamento de toda a encosta. Um outro trabalho, também assente em observações de campo, foi realizado por técnicos da Divisão de Obras da Câmara Municipal de Almada com a colaboração de elementos da SAGT, onde se incluiu o autor, interessando diversos locais das colinas de Almada onde tiveram lugar alguns dos principais movimentos de terrenos então ocorridos (**CMA, 1996**).

Os últimos quatro relatórios apresentam os resultados de campanhas de sondagens acompanhadas de ensaios SPT realizadas pelas firmas **Tecnasol/FGE, (1996)** e **Teixeira Duarte, (1996)** em S. Pedro de Trafaria (escorregamento ameaçando directamente algumas moradias localizadas umas frente ao sopé, outras junto à crista da vertente instável), pela firma **Engil (1996)** em Porto Brandão (escorregamento de materiais soltos acumulados na crista da escarpa sobranceira a poente dessa povoação, que destruiu duas habitações localizadas de encontro à parede da escarpa, fazendo duas vítimas mortais), e pela firma **SEG (1996)**, próximo de Murfacém (escorregamento abrangendo parte importante de uma quinta que avançou sobre a Estrada Nacional 377-1 obstruindo um trecho da mesma).

Em todo o trecho analisado da Arriba Fóssil da Costa de Caparica não existe, até ao momento, nenhum estudo geotécnico no sentido de avaliar a estabilidade das suas vertentes, salvo os relatórios atrás referidos sobre o recente escorregamento de S. Pedro da Trafaria (**Tecnasol/FGE, 1996** e **Teixeira Duarte, 1996**), no extremo setentrional daquela arriba. Só muito recentemente se tem sentido alguma preocupação quanto às condições de estabilidade do talude devido à excessiva aproximação de algumas construções ao sopé daquele mesmo talude, bem como da ainda mais recente tendência para a construção de casas de veraneio a poucos metros da crista. Tal preocupação tem sido recentemente fundamentada devido à ocorrência de alguns desmoronamentos, um dos quais, datado de 1988, atingiu um edifício habitado. No entanto, apesar do perigo acrescido pela densificação urbana junto da arriba a norte da via rápida (IC 20), a altura imponente e os grandes declives na maior parte da sua extensão tornam muito difícil, do ponto de vista técnico e económico, qualquer tentativa de estabilizar certos troços visivelmente mais instáveis ou mesmo efectuar obras no sentido de travar os efeitos da erosão diferencial nas vertentes mais abruptas.

O desmoronamento de 1988 que atingiu um edifício, ocorrido na zona sobranceira a Sto. António de Caparica, foi registado por **Rodrigues & Coelho (1989)** em artigo publicado sobre a caracterização geral dos movimentos de terrenos que têm afectado o nosso País.

Para além dos relatórios e notas técnicas descritos, foram realizados alguns trabalhos de fundo sobre as condições de estabilidade das vertentes da área em estudo, abrangendo extensões importantes dos taludes da margem esquerda do "corredor" do Tejo.

A primeira abordagem geral da problemática da instabilidade nos taludes da margem sul do Tejo foi levada a cabo por técnicos do LNEC (**LNEC, 1976**). Após sintetizarem as principais características geológicas, hidrogeológicas e geotécnicas, os estudos efectuados apresentam um historial das ocorrências registadas local a local, bem como de algumas das soluções adoptadas para a sua resolução, referem alguns aspectos jurídicos relativos a responsabilidade civil em zonas de escarpa e propõem um conjunto de medidas tendentes a evitar problemas de instabilidade naqueles taludes.

Posteriormente, **Coelho & Rodrigues (1987)** realizaram para a Câmara Municipal de Almada um trabalho mais minucioso, interessando toda a escarpa a nascente da Ponte 25 de Abril. Aqui, são passados em revista todos os trechos que exibem sinais de instabilidade, sendo apresentada para cada local uma abordagem dos principais processos activos e dos mecanismos de instabilidade bem como de possíveis soluções para os evitar. Para os locais que, dada a sua inacessibilidade, tornam difíceis ou mesmo impraticáveis quaisquer obras de estabilização, os autores recomendam medidas de protecção de modo a controlar o movimento dos blocos em queda.

Por fim, refiram-se os trabalhos de campo e de gabinete elaborados no âmbito de programas de investigação desenvolvidos na ex-Secção Autónoma de Geotecnia da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa (**Rodrigues-Carvalho et al. 1989, 1990 e 1991**) englobando toda a faixa de taludes fluviais entre Cacilhas e Cova do Vapor, que incluíram, para além da execução de cartas de factores na escala 1:2 000 (Cartas Geológica, Litológica, de Declives e de Movimentos de Terrenos) e na escala 1:10 000 (Carta de Cadastro Hidrogeológico), duas cartas de síntese baseadas no tratamento das anteriores e desenhadas na escala 1:5 000 (Carta de Riscos de Movimentos de Terrenos e Carta Geotécnica). Estes dois últimos trabalhos foram, inclusivamente, desenvolvidos no âmbito da elaboração de dissertações de mestrado por parte de **Lamas (1989)** e **Silva (1990)**.

A carta de riscos da autoria de **Lamas (op. cit.)**, melhor classificada de carta de susceptibilidade de movimentos de terrenos, foi já mencionada, resumidamente, no capítulo anterior. Quanto ao estudo realizado por **Silva (op. cit.)**, esta autora traçou para a faixa de

taludes da Margem Sul do Tejo, uma carta de zonamento geotécnico obtida com auxílio de computador onde tinha desenvolvido previamente duas bases de dados, uma gráfica, constituída pelas diferentes cartas de factores existentes sobre a área (AUTOCAD) e outra alfanumérica, com os registos das sondagens efectuadas na zona em referência (Dbase IV).

5.2- CARACTERIZAÇÃO GEOTÉCNICA DOS TERRENOS

A avaliação das características geotécnicas dos terrenos da área em estudo baseou-se, inicialmente, no acervo documental consultado e atrás referido. A necessidade de melhor compreender os mecanismos responsáveis por alguns casos de movimentos de terrenos que entretanto ocorreram na área, e considerados típicos no contexto dos respectivos sectores geomorfológicos, conduziu, no decurso deste trabalho, a uma colheita selectiva de amostras do terreno. Estas, foram sujeitas a diversos tipos de ensaios laboratoriais com vista à sua identificação e à caracterização geotécnica.

5.2.1 - Elementos obtidos em relatórios geotécnicos

Quase todas as sondagens que atravessaram as "areolas da Estefânia" (unidade II de Cotter) e as maiores espessuras de depósitos de vertente, foram executadas junto à margem do Tejo ou no próprio rio, com as sondas montadas em batelões ou jangadas. Destinavam-se a recolher elementos para o projecto de alargamento de plataformas marginais, colocação de duques d'Alba ou construção de pontes-cais. daquelas sondagens, como atrás se referiu, apenas interessaram para o presente estudo as características dos depósitos de vertente.

Ao longo da meia centena de metros acima da margem, a unidade mais frequentemente atravessada foi a das "argilas azuis do Forno do Tijolo" (unidade IVa), sobre as quais foram construídos muitos dos tanques metálicos e esferas de gás butano dos três parques de combustíveis ali existentes, para além de estruturas anexas. Algumas dessas campanhas foram efectuadas em consequência de escorregamentos desencadeados pela forte perturbação que aqueles terrenos sofreram devido às escavações realizadas para a execução de plataformas onde se instalaram os referidos tanques. As unidades envolventes, "calcários de Entrecampos" (unidade III) e "areias da Quinta do Bacalhau" (unidade IVb), assentes, respectivamente, abaixo e acima daquela unidade, encontram-se pouco representadas no conjunto dos relatórios consultados. Quase todos os ensaios laboratoriais realizados sobre amostras colhidas na zona emersa dos taludes interessam argilas e siltes argilosos da unidade IVa. Sobre algumas amostras colhidas nos depósitos de vertente que aqui ocorrem efectuaram-se também ensaios em laboratório, a fim de se proceder à caracterização da sua resistência mecânica.

A zona superior da costeira, uma área de declives suaves e, por esse motivo, menos condicionada em termos de problemas de estabilidade de taludes naturais, constitui zona natural de crescimento, para oeste, da cidade de Almada. A partir dos anos 70, com o desenvolvimento de planos de urbanização para aquela zona, executaram-se dezenas de sondagens que atravessaram os terrenos pertencentes às unidades mais altas na sucessão litostratigráfica de Cotter, desde a unidade Va₃ ("calcários da Musgueira") à unidade VIIa ("areolas de Braço de Prata"). Pela extensão que ocupa ao longo do topo e da vertente oposta da costeira e devido à sua natureza mais argilosa, a unidade VIa ("argilas azuis de Xabregas") é a mais bem estudada do ponto de vista geotécnico, tendo sido alvo de amostragem para caracterização física e mecânica em laboratório.

5.2.1.1 - Características de resistência *in situ*

Os ensaios realizados *in situ* para determinação da resistência dos materiais confinaram-se, praticamente, a ensaios normalizados de penetração do tipo SPT. Na consulta dos relatórios geotécnicos, obtiveram-se 2 042 ensaios, executados em 211 sondagens.

A maior dificuldade em interpretar os resultados destes ensaios reside, essencialmente, nas limitações inerentes às diferentes denominações empregues para cada tipo de terreno ensaiado. Alguns registos tiveram que ser excluídos desta análise visto apresentarem uma descrição demasiado resumida e simplificada das diferentes litologias atravessadas.

Os quadros dos **Anexos III.1** sistematizam os resultados destes ensaios por sondagem e à profundidade respectiva. Uma vez que apenas se pretendeu utilizar esses resultados numa apreciação semi-quantitativa da resistência dos terrenos mais directamente envolvidos em movimentos de massa, e pelo facto desses movimentos serem, em regra, superficiais, não se considerou necessária a inclusão dos ensaios realizados a mais de 15 m de profundidade. No quadro referido, os ensaios coligidos apresentam-se segundo as respectivas campanhas de prospecção, referenciadas pela firma sondadora, ano de execução e local. À semelhança do que foi feito na descrição litostratigráfica (Capítulo 3), agruparam-se os terrenos atravessados em três conjuntos litológicos:

- siltes e argilas;
- areias e areolas;
- calcários, arenitos calcários, calcarenitos e lumachelas.

Os siltes e as argilas não foram separados. Diversas campanhas operando no mesmo local apresentam descrições do terreno diferenciadas: numa primeira, as sondagens atravessam unicamente argilas siltosas e, na campanha seguinte, distinguem-se os siltes das argilas. Esta diversidade de critérios de classificação levou a que se distinguissem, apenas, os solos

essencialmente coesivos (siltes e argilas) dos solos mais grosseiros, representados pelas areias e areolas. O terceiro grupo abrange camadas incluídas no conceito de rocha, o que torna incorrecta a interpretação da sua resistência em termos de ensaios de penetração dinâmica (SPT). Contudo, nas zonas mais superficiais, estes materiais apresentam-se por vezes alterados, tornando-se facilmente desagregáveis e, portanto, próximos do conceito de solos.

Em algumas sondagens, a composição dos depósitos de vertente foi descrita com pormenor idêntico ao dos terrenos *in situ* subjacentes. Por esta razão, os mesmos grupos litológicos surgem em dois quadros correspondentes a essas duas zonas distintas do terreno.

As únicas correcções que foi possível efectuar para os valores de N (SPT), tendo em conta a quase total ausência de elementos técnicos presentes nos relatórios, foram as devidas ao comprimento das varas (ou profundidade do terreno ensaiado) e às perdas de energia resultantes do tipo de equipamento utilizado (com dispositivo de corda e roldana para elevar e largar o pilão ou com dispositivo de disparo automático). A correcção efectuada em função da profundidade de ensaio baseou-se em **Robertson (1990 in Mineiro, 1994)**, na qual se aplicam os factores 0,75, 0,85, 0,95 e 1,00, consoante o ensaio seja realizado a profundidades, respectivamente, inferiores a 4 m, de 4 m a 6 m, de 6 m a 10 m e superiores a 10 m.

A segunda correcção referida só foi possível mediante uma consulta verbal a técnicos das firmas sondadoras que operaram na região. Obtiveram-se as datas aproximadas a partir das quais essas empresas começaram a utilizar o sistema de disparo automático no equipamento de ensaio, não querendo isso dizer que o primitivo sistema de corda e roldana passasse a ser totalmente posto de lado. Assim, admitiu-se que, em quase todas as firmas, o sistema de cravação manual terá perdurado até 1970, sendo substituído nas datas posteriores pelo sistema de disparo automático. **Folque (1987)**, propõe um factor de correcção para ambos os tipos de equipamentos de, respectivamente, 0,75 e 1,0.

Com base nos registos dos ensaios coligidos, é possível caracterizar os três grupos de fácies de terrenos prospectados através das classificações quanto à consistência dos solos coesivos e quanto à compacidade dos solos arenosos da autoria de **Terzaghi & Peck (1967)** e adoptada no nosso País através da especificação **LNEC E 219 (1968)**.

Pela consulta dos quadros dos registos de ensaio, já corrigidos, verifica-se que, até aos 5 m de profundidade, as argilas e siltes deslocados são, essencialmente e em proporções idênticas (35 %), ou solos de consistência média ou solos duros. A maiores profundidades aqueles são, quase sempre, solos duros.

Os depósitos de vertente essencialmente arenosos são medianamente compactos, em percentagens variando de 40 % a 50 %, ocorrendo ainda uma quantidade importante de solos soltos nos 5 m mais superficiais (31 %). Apesar de muito menos representativos, dado o pequeno número de ensaios neles executados, alguns blocos areníticos e calcareníticos deslocados podem ser classificados como "solos" medianamente compactos a compactos, principalmente nos primeiros 5 metros a partir da superfície. Tratar-se-á de blocos caídos, originalmente rochosos, cujos elementos constituintes foram perdendo, por meteorização, o cimento aglutinante, tornando-se mais soltos e passando, progressivamente, à condição de solos arenosos (arenização).

Quanto às argilas e siltes *in situ*, independentemente da unidade litostratigráfica a que pertencem são, nos cinco metros mais superficiais, solos duros (cerca de 40 % do total de ensaios), seguindo-se os casos de consistência média e os muito duros, em proporções idênticas entre si (respectivamente 23 % e 21 % do total de ensaios até 5 m de profundidade). Dos 5 aos 10 m, passam os solos rijos a dominar (44 %), seguidos, numa percentagem ainda importante, pelos solos muito duros (33 %). A diferença entre essas quantidades relativas aumenta entre os 10 m e os 15 m de profundidade, passando os solos rijos a representar 80 % do total de ensaios, enquanto os muito duros decrescem para 19 %.

As areias e areolas *in situ* mais superficiais são medianamente compactas (46 % dos ensaios realizados a profundidades até 5 m) tornando-se, a partir daí, essencialmente muito compactas (40 % dos ensaios registados entre 5 m e 10 m e 63 % entre 10 e 15 %). Os solos soltos são raros (máximo de 8 % até 5 m de profundidade).

Os ensaios realizados em calcarenitos e arenitos calcários *in situ* registam, apenas nas zonas mais superficiais, alguns terrenos medianamente compactos ou mesmo soltos.

Refira-se, ainda no âmbito dos parâmetros de resistência obtidos directamente no terreno, a execução de doze ensaios de corte rotativo nos terrenos argilo-siltosos das instalações da Esso Standard Portuguesa (Dames & Moore, 1977a; 1977b), executados a profundidades até 12,10 m, e que forneceram valores de coesão não drenada variando entre 75 kPa e 100 kPa nos 6 m mais superficiais, e entre 100 kPa e 220 kPa nos 6 metros seguintes. Estes valores poderão ser considerados característicos da zona mais descomprimida da unidade IVa de Cotter, uma vez que, segundo o mesmo relatório, aqueles ensaios interessaram siltes argilosos e argilas siltosas de cor castanho-amarelada, típicos das camadas mais meteorizadas destes terrenos.

5.2.1.2 - Caracterização em laboratório

Os resultados de ensaios laboratoriais, presentes em sete dos relatórios consultados, permitem efectuar uma caracterização física e mecânica genérica dos terrenos argilosos a siltosos que ocorrem tanto na unidade de Cotter das "argilas azuis do Forno do Tijolo" (Construções

Técnicas 1978 e 1991; Profabril, 1968; LNEC, 1964a; Dames & Moore, 1977ab) como na das "argilas azuis de Xabregas" (**LNEC, 1973**). Existem ainda alguns elementos geotécnicos com interesse, onde se caracterizam depósitos de vertente (**Profabril, 1992**) e aterros (**Dames & Moore, 1977b**). Os terrenos amostrados da primeira unidade referida encontram-se na vertente oeste do vale da Banática, nas instalações da firma Petrogal, nas vertentes do vale do Lazareto e nos terrenos ocupados pela Esso. Neste último local, os estudos geotécnicos interessaram também um depósito de aterro. As amostras da unidade VIa foram obtidas para sul dos taludes fronteiros ao Tejo, em diversas sondagens localizadas entre a Auto-Estrada do Sul e Monte de Caparica. Por fim, algumas amostras de depósito de vertente foram obtidas no talude entre os vales de Porto Brandão e do Lazareto.

Os ensaios de identificação realizados para aqueles locais incluíram ensaios para avaliação do teor de humidade natural (w), do peso específico aparente seco (γ_d) e dos limites de consistência.

Teores de humidade, obtidos em cento e treze amostras de argilas siltosas, siltes argilosos e siltes da unidade IVa:

22,3 % (desvio padrão de $\pm 3,8$ %); w máximo: 29,8 %; w mínimo: 12,2 %.

Um valor médio de teor natural em água superior àquele mas muito menos representativo visto só abranger dez amostras, foi calculado para as argilas e siltes da unidade de Cotter VIa:

média: 25,5 % ($\pm 2,4$ %); w máximo: 29 %; w mínimo: 22 %.

As amostras de aterro analisadas, em número de dezasseis, forneceram uma média muito idêntica à obtida para os terrenos da unidade IVa:

média: 21,5 % ($\pm 2,5$ %); w máximo: 24 % e w mínimo: 15 %.

O peso específico aparente seco dos terrenos foi avaliado em trinta amostras da unidade IVa e conduziu à seguinte gama de valores:

média: $16,4 \text{ kN.m}^{-3}$ ($\pm 1,0 \text{ kN.m}^{-3}$); γ_d mínimo: $14,5 \text{ kN.m}^{-3}$ e γ_d máximo: $18,8 \text{ kN.m}^{-3}$.

Fazendo o cálculo para os teores de humidade respectivos, as mesmas amostras apresentavam um peso específico natural (γ_t) médio de $20,2 \text{ kN.m}^{-3}$ ($\pm 0,8 \text{ kN.m}^{-3}$). Os valores de γ_t mínimo e máximo foram, respectivamente, de $18,6 \text{ kN.m}^{-3}$ e de $21,7 \text{ kN.m}^{-3}$.

No conjunto das amostras de terreno plástico incluídas na unidade IVa (em número de quarenta), obtiveram-se os seguintes valores de limites de consistência:

Limite de liquidez (W_L) médio: 40,4 % ($\pm 8,3$ %); W_L mínimo: 26 %; W_L máximo: 57 %;
Limite de plasticidade (W_P) médio: 21,6 % ($\pm 4,5$ %); W_P mínimo: 7 %; W_P máximo: 28 %;
Índice de plasticidade (I_P) médio: 18,8 % ($\pm 7,6$ %); I_P mínimo: 6 % e I_P máximo: 36 %.

As dez amostras da unidade de Cotter VIa revelaram ser mais plásticas:

W_L médio: 50 % ($\pm 11,6$ %); W_L mínimo: 34% e W_L máximo: 65 %;
 W_P médio: 22,7 % ($\pm 1,6$ %); W_P mínimo: 20 % e W_P máximo: 25 %;
 I_P médio: 27,3 % ($\pm 10,4$ %); I_P mínimo: 12% e I_P máximo: 40 %.

Verifica-se, para ambas as unidades amostradas, uma grande uniformidade dos valores do limite de plasticidade. Tal como na generalidade dos solos miocénicos de Lisboa (Almeida, 1991), a média dos limites de plasticidade encontra-se muito próxima da média dos teores em água.

As catorze amostras de aterro referenciadas na documentação técnica consultada deram os seguintes valores médios, mínimos e máximos:

W_L médio: 30,6 % ($\pm 2,4$ %); W_L mín.: 27 % e W_L máx.: 34 %;
 W_P médio: 12,7 % ($\pm 2,2$ %); W_P mín.: 8 % e W_P máx.: 16 %;
 I_P médio: 17,9 % ($\pm 2,8$ %); I_P mín.: 15 % e I_P máx.: 22 %.

Esse aterro, construído nas instalações da firma Esso, era composto por terrenos do próprio local, eventualmente siltes e siltes argilosos da unidade IVa de Cotter. A mistura destes materiais com terrenos mais grosseiros e carbonatados das unidades de Cotter sobrejacentes (unidades IVb e Va₁) poderá justificar valores de limite de liquidez e de plasticidade inferiores em cerca de 10 % aos encontrados nos terrenos da primeira unidade referida.

Em relação aos depósitos de vertente, por serem somente três as amostras ensaiadas, os valores dos seus limites não são apresentados em termos de médias. Para além disso, trata-se de solos em regra muito heterogêneos. Refira-se apenas que, naquelas três amostras, os resultados obtidos para o limite de liquidez variam de 30 % a 34 % e para o limite de plasticidade de 18 % a 24 %, do que resulta um índice de plasticidade variando de 9 % a 16 %. Dos mesmos terrenos obtiveram-se quatro valores de peso específico seco, obtidos no próprio local pelo método da garrafa de areia e que variaram entre 13,8 kN.m⁻³ e 15,1 kN.m⁻³.

Na Fig.5.2 apresentam-se três cartas de plasticidade, onde se introduziram os pares de valores de limite de liquidez e de índice de plasticidade extraídos da bibliografia técnica consultada e referentes às amostras dos terrenos pertencentes às unidades de Cotter IVa e VIa (respectivamente Fig.5.2a e Fig.5.2b) e dos terrenos deslocados artificialmente ou não (Fig.5.2c). Verifica-se

que mais de 60 % dos solos siltosos e argilosos obtidos nos terrenos da unidade IVa se podem incluir no grupo das argilas de baixa plasticidade (solos CL). Os cerca de 38 % de solos restantes distribuem-se, maioritariamente, nas zonas das argilas de alta plasticidade (CH) e dos siltes de baixa plasticidade (ML). O ponto colocado acima da linha a tracejado "U" da **Fig.5.2a** assenta, em princípio, numa relação anormal entre os valores de W_L e de I_p estando, provavelmente, um dos limites de consistência mal determinado. Mais de metade do solos VIa incluídos na **Fig.5.2b** classificam-se de argilas de alta plasticidade (CH).

Quanto aos aterros e depósitos de vertente (**Fig.5.2c**), são na sua totalidade, solos CL. Dois dos pontos referentes a aterros situam-se acima da linha "U", correspondendo assim a valores de W_L - I_p considerados, pelo menos, pouco habituais. Tal como no caso idêntico assinalado na **Fig.5.2a**, os valores dos índices correspondentes não devem ter sido reavaliados pelo facto de terem sido obtidos anteriormente à revisão da norma que regulamenta a Classificação Unificada (ASTM D 2487-85) e explicada em **Correia (1988)**.

Da consulta dos mesmos relatórios geotécnicos obtiveram-se alguns elementos sobre a resistência ao corte e a resistência à rotura por compressão uniaxial dos terrenos interessados.

Um total de doze amostras de argilas siltosas e de siltes argilosos da unidade IVa, colhidas em sondagens realizadas nos vales da Banática e do Lazareto, foram sujeitas a ensaios rápidos de resistência ao corte (**Construções Técnicas, 1978; 1991**). As amostras foram obtidas de camadas que deram valores de N (número de pancadas do ensaio SPT) entre 9 e 41, correspondendo, pois, a terrenos duros ($8 < N < 15$) a rijos ($N > 30$). Resultados de ensaios em compressão uniaxial variando de 94 kPa a 400 kPa, confirmaram aquelas classificações. Pelo contrário, os resultados dos ensaios de corte acima referidos forneceram valores extremos de coesão não drenada (c_u) de, respectivamente, 4 kPa e 95 kPa, encontrando-se sete dos restantes dez valores no intervalo de 18 kPa a 50 kPa. O ângulo de atrito (ϕ_u) variava, por sua vez de 24° a 39°.

Contrastando com outras características mecânicas como a resistência em compressão uniaxial, os valores de coesão obtidos são muito baixos, típicos de argilas moles (ver **Rocha, 1981**). Os mesmos valores de coesão não drenada, obtidos, em regra, de amostras recolhidas a pequena profundidade, poderão ser devidos às seguintes razões:

a - Por um lado, estes terrenos sobreconsolidados, recolhidos a pequenas profundidades, sempre inferiores a 10 m e, na maioria dos casos, entre 3 m e 7 m, encontram-se quase sempre descomprimidos, o que origina densa rede de fissuras e elevado grau de meteorização, facto que já tinha sido observado por **Almeida (1991)** relativamente aos solos miocénicos de Lisboa.

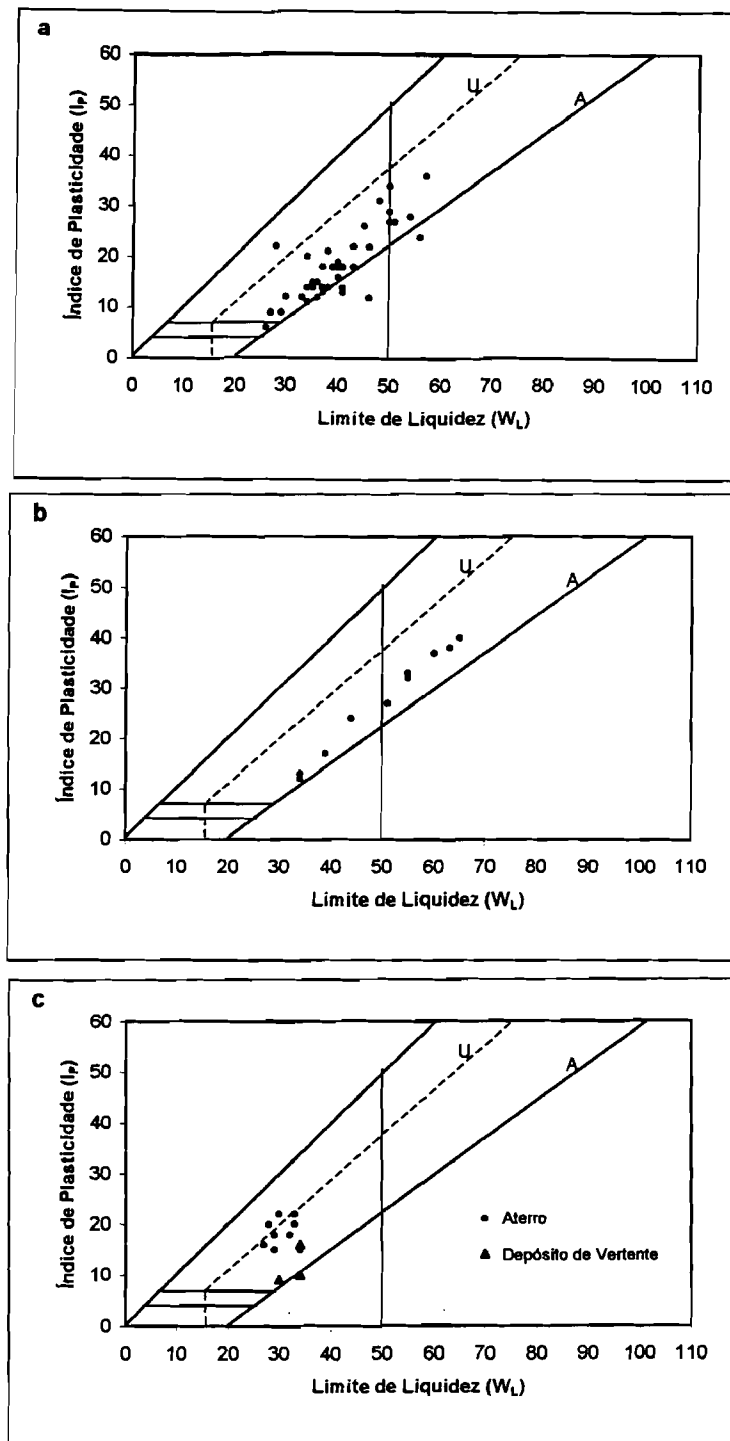


Figura 5.2 - Cartas de plasticidade para classificação da fracção fina dos solos, referentes aos pares de valores W_L e I_p e adaptadas de **Correia (1988)**. Resultados de amostras da unidade IVa (a), VIa (b) e de terrenos deslocados (c).

b - Por outro lado, a forma como se procedeu à amostragem pode não ter sido a mais conveniente para o tipo de solo interessado, tendo o terreno sofrido perturbações que ampliaram o grau de fissuração preexistente.

c - O contraste entre essa baixa coesão e os correspondentes valores de ângulo de atrito elevados, faz supor uma composição granulométrica onde as argilas não abundem apesar dos solos apresentarem alguma plasticidade. Por outras palavras, os finos que constituem os terrenos amostrados são maioritariamente compostos por siltes, sendo o teor em argilas (componente com partículas de dimensões inferiores a 2 μm) reduzido mas suficiente para conferir as características de plasticidade atrás referidas.

O mesmo tipo de ensaios foi realizado em seis amostras de depósito de vertente, retiradas de três poços escavados na encosta entre os vales de Porto Brandão e do Lazareto e, posteriormente, recompatadas até à densidade *in situ* (Profabril, 1992). Comparando os resultados obtidos entre ensaios em provetes não embebidos e em provetes saturados, verificou-se que, no primeiro caso, se tinha obtido uma coesão não drenada com 25 kPa a 30 kPa e um ângulo de atrito de 33° a 44° e, no segundo, obtiveram-se características de resistência inferiores, da ordem de, respectivamente, 1 kPa a 5 kPa para a coesão não drenada e 25° a 27° para o ângulo de atrito.

Ensaaios triaxiais e de corte directo realizados, desta vez, em termos de tensões efectivas interessaram amostras de siltes da unidade de Cotter IVa, tendo então sido considerados representativos das camadas mais próximas da superfície que se encontram descomprimidas e meteorizadas (até 12-13 m de profundidade) os valores de $c' = 10 \text{ kPa}$ e de $\phi' = 33^\circ$. Para as camadas mais profundas (até 30 m), os parâmetros resistentes obtidos forneceram valores da ordem de: $c' = 60 \text{ kPa}$ a 100 kPa ; $\phi' = 10^\circ$.

Sete amostras colhidas nos terrenos da unidade VIa foram sujeitas a ensaios de corte directo do tipo consolidado drenado, tendo-se obtido valores de coesão efectiva entre 35,3 kPa e 92,2 kPa e de ângulo de atrito efectivo entre 20° e 36°.

Na documentação consultada obtiveram-se, ainda, alguns valores de resistência à rotura de solos coesivos em compressão uniaxial. O gráfico da Fig.5.3 contém os resultados de oitenta e cinco ensaios em provetes colhidos, a profundidades variando entre 1 m e 16 m, nos terrenos pertencentes à unidade de Cotter IVa (Profabril, 1968; Construções Técnicas, 1978). Aqueles resultados estão relacionados com os teores em água das amostras correspondentes. Da análise do gráfico verifica-se uma certa aleatoriedade na localização dos pontos, se bem que a recta de regressão linear assinala uma ligeira tendência crescente da tensão de rotura com o decréscimo do teor em água. Observa-se, também, uma maior concentração de pontos numa zona correspondente ao intervalo entre 200 kPa e 800 kPa de tensão de rotura e onde os teores em água são mais elevados (aproximadamente entre 16 % e 28 %).

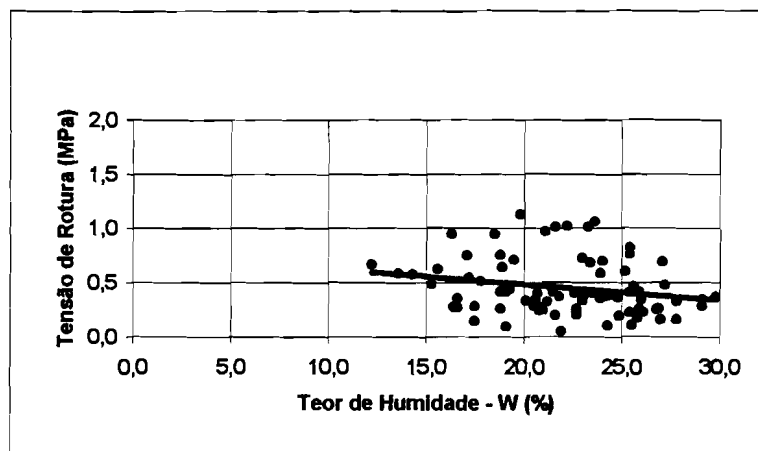


Figura 5.3 - Gráfico da relação entre a resistência em compressão uniaxial de solos IVa e os respectivos teores em água. Valores obtidos em **Profabril (1968)** e **Construções Técnicas (1978)**.

A análise dos elementos contidos nos relatórios atrás referidos é dificultada, muitas vezes, pela ausência de informação no que se refere às condições de preparação dos provetes ensaiados e às próprias condições de execução dos diferentes ensaios, pelo que a tarefa de correlacionar resultados pode carecer de significado. Contudo, tal como virá a ser concluído no sub-capítulo seguinte, no que se refere aos ensaios de corte não drenados, pode considerar-se que, em termos médios, não se encontram diferenças significativas em relação aos resultados de ensaios do mesmo tipo realizados no âmbito da presente dissertação.

5.2.2 - Ensaaios laboratoriais efectuados no âmbito da presente dissertação

5.2.2.1 - Amostragem

No decurso destes estudos, foram efectuadas colheitas de amostras de solos, deslocados e *in situ*, e de rochas, em locais bem determinados, com vista à classificação e caracterização física e mecânica daqueles materiais em laboratório. Os pontos de recolha das amostras dependeram dos seguintes condicionalismos: a amostragem interessou essencialmente os terrenos directos ou indirectamente afectados por movimentos de massa, não se pretendendo, neste trabalho, efectuar uma caracterização exaustiva e representativa dos materiais presentes na região; procurou-se também caracterizar alguns terrenos onde não se detectaram no campo ou em fotografia aérea evidências de instabilização mas para os quais se previu, dada a sua litologia e morfologia, uma certa susceptibilidade de, sob certas condições climáticas, poderem vir a sofrer movimentos significativos; por último, a amostragem foi, em certos locais, muito limitada pela acessibilidade dos terrenos que se pretendia estudar.

As amostras de solos foram obtidas por escavação, com auxílio de pá, na quantidade julgada necessária para a realização de diversos ensaios de identificação. A extracção de amostras indeformadas de terrenos coesivos revelou-se particularmente difícil visto estes apresentarem, quase sempre, intensa fissuração. Como é natural, tal fissuração é máxima à superfície, o que tornou morosos todos os esforços no sentido de se obterem blocos com dimensões apropriadas para o fim em vista e, principalmente, o talhe de provetes com dimensões apropriadas. As amostras foram cuidadosamente acondicionadas em sacos de plástico impermeável e resistente, bem fechados a fim de evitar variações do teor em água. Esta preocupação não foi seguida nos casos em que a amostra provinha da superfície de vertentes pouco inclinadas, não relacionadas com movimentos de terrenos e sujeitas, superficialmente, a alterações sazonais de teor em água.

Em relação aos materiais rochosos, originários quase sempre de cornijas pouco acessíveis, procurou-se retirar algumas amostras directamente do maciço, com auxílio de escopro e martelo. Tal só foi possível aproveitando a existência de fendas parietais muito próximas da superfície livre da rocha, que facilitaram o destaque de blocos decimétricos. Nos casos em que não foi possível chegar ao local pretendido, optou-se por recolher blocos jazendo no sopé das escarpas, testemunhos recentes de simples quedas individuais ou de grandes desmoronamentos.

Apresenta-se, no **Anexo III.6**, a localização da amostragem realizada.

5.2.2.2 - Ensaios de identificação e caracterização física de solos

Os ensaios de identificação de solos foram realizados, inicialmente, no laboratório do Centro de Estudos de Geologia e Geotecnia de Sto. André (CEGSA) e, posteriormente, no laboratório de Mecânica dos Solos da Secção de Geotecnia do Departamento de Engenharia Civil da UNL.

Para a preparação das amostras, foi seguida a especificação **LNEC E 195 (1966)**. Dadas as características dos solos, a análise granulométrica foi executada por via húmida, tendo a fracção grosseira de cada amostra ($d > 0,074$ mm, ou seja, a retida no peneiro #200 da série de peneiros ASTM), após lavagem dos finos, sido sujeita a peneiração segundo a especificação **LNEC E 239 (1970)**. A totalidade da fracção mais fina ficou depositada num recipiente com capacidade de sete litros, juntamente com a água da lavagem, e deixada a decantar durante alguns dias. Posteriormente, efectuou-se a sifonagem da água do recipiente e passou-se o material decantado para um frasco com tampa, o qual foi enviado para o laboratório de solos da Secção de Geologia Aplicada da Universidade de Lisboa. Aí, procedeu-se à análise da referida fracção por difracção de raios LASER num sedimentógrafo de marca Fritsch (modelo Analysette 22).

As **Figs.5.4a e b** mostram as curvas cumulativas da granulometria dos solos ensaiados, dispostas por unidade litostratigráfica.

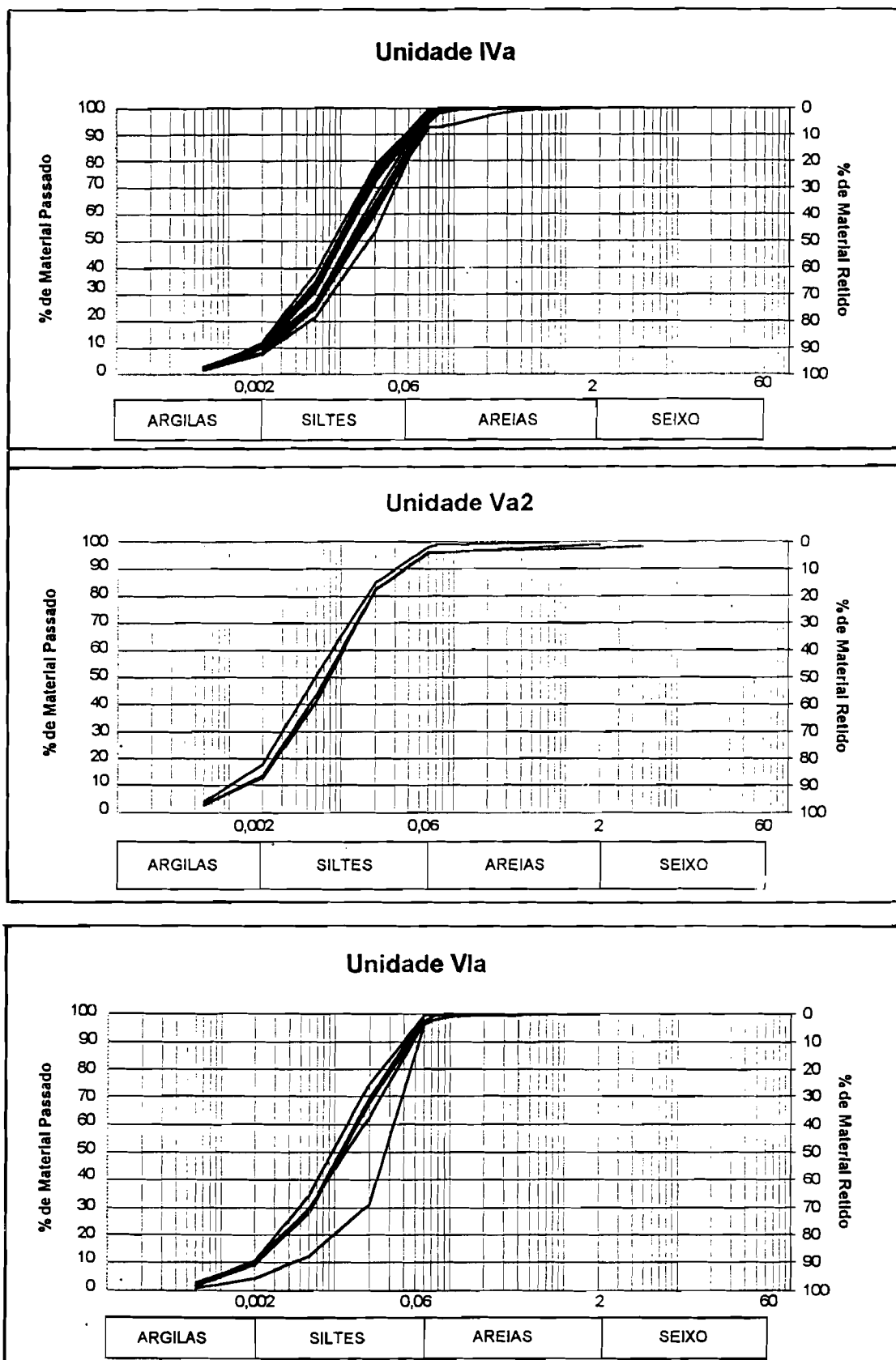


Figura 5.4a - Curvas granulométricas de solos siltosos. O gráfico correspondente à unidade IVa contém quinze curvas, o da unidade Va₂, três curvas e o da unidade VIa, cinco curvas.

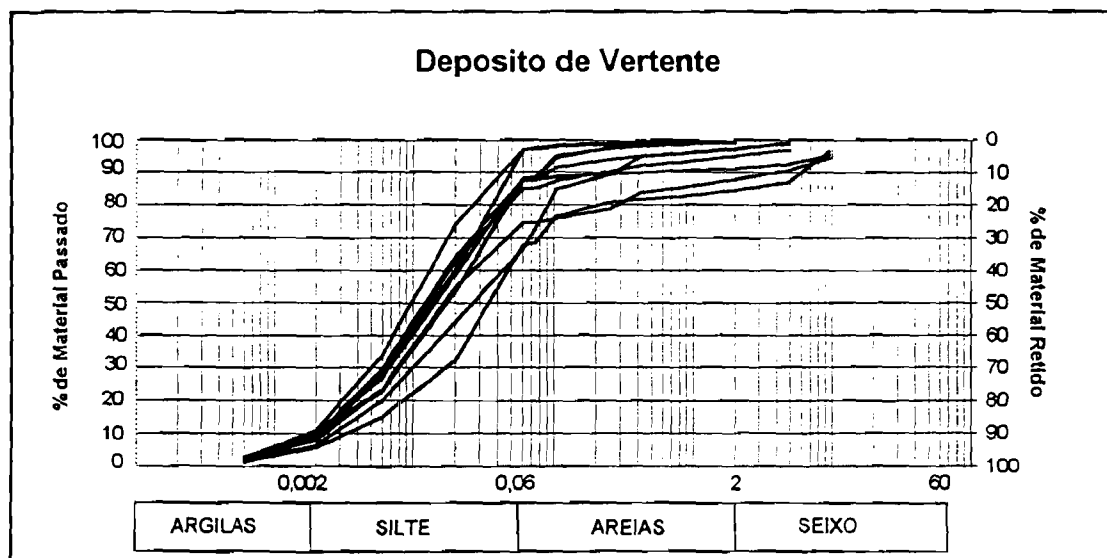
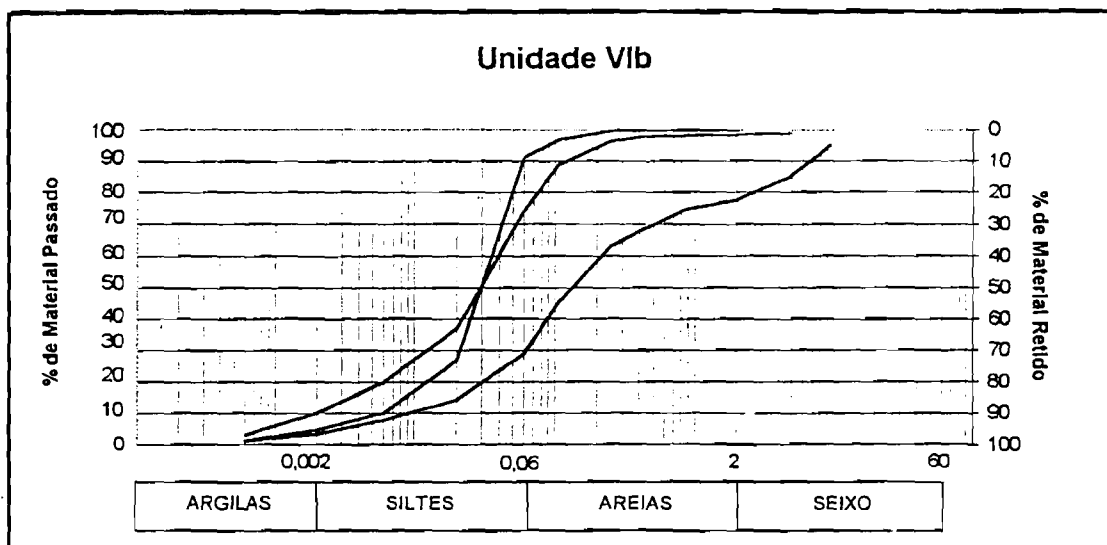
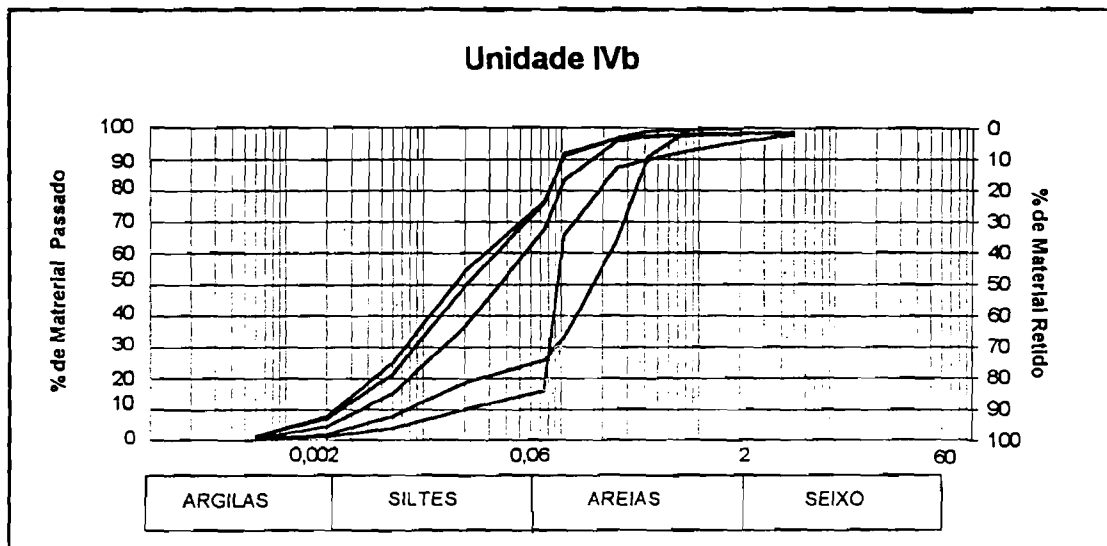


Figura 5.4b - Curvas granulométricas de solos silto-arenosos. O gráfico correspondente à unidade IVb contém cinco curvas, o da unidade VIb três curvas e o de depósitos de vertente dez curvas.

Tratando-se de solos coesivos sobreconsolidados, é previsível que a fracção de argila obtida por este processo seja, nalguns casos, um pouco inferior à verdadeira, encontrando-se na fracção siltosa partículas aglutinadas de dimensão inferior a 0,002 mm, que não puderam ser desagregadas mecanicamente durante a separação das fracções fina e grosseira através do peneiro #200.

Na maior parte das amostras ensaiadas, mais de 30% do material passou o peneiro #40 (malha de 0,42 mm), tendo sido determinados os respectivos limites de consistência, limite de liquidez (W_L) e limite de plasticidade (W_P), segundo procedimento descrito na norma portuguesa NP-143 (1969). Da diferença entre aqueles limites, obteve-se o índice de plasticidade (I_P). O **Quadro 5.1**, permite uma observação mais pormenorizada dos resultados dos ensaios de identificação, para além de outras características como o teor em água (w), o peso específico aparente seco (γ_d), a actividade das argilas (A_t) e o teor em carbonatos ($CaCO_3$).

Na **Fig.5.5**, é apresentada uma carta de plasticidade onde se introduziram os valores dos limites de liquidez e de índices de plasticidade avaliados. Verifica-se que, em termos de comportamento plástico, apesar de pertencerem a unidades litostratigráficas diferentes, e incluírem mesmo aterros, não existem muitas diferenças entre os solos analisados. Todos eles se encontram à esquerda da linha vertical correspondente a 50 % de limite de liquidez e, na sua grande maioria, encontram-se acima da linha "A", dentro do campo dos solos CL, ou seja, das argilas de baixa plasticidade. Apenas existem dois casos nitidamente abaixo da mesma linha, no campo dos siltes de baixa plasticidade (uma amostra da unidade VIa e outra de depósito de vertente). Na faixa de transição entre os dois tipos de solos (zona CL-ML), estão localizados três pontos: um de depósito de vertente, outro da unidade IVb e outro da unidade VIa.

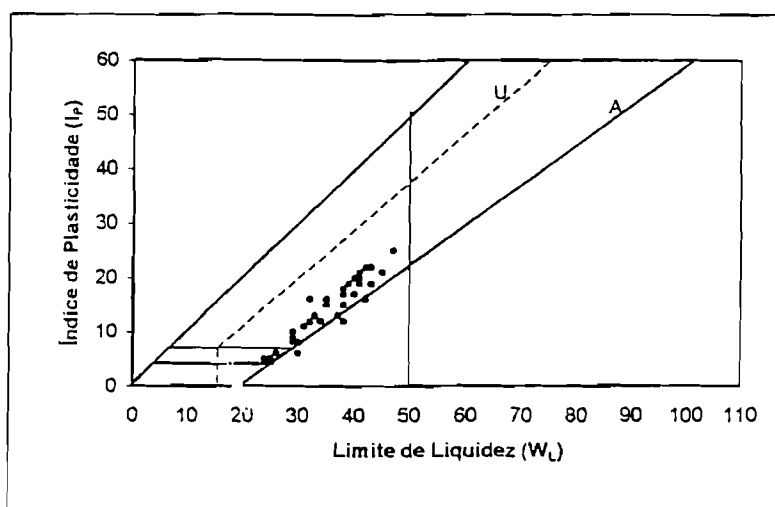


Figura 5.5 - Carta de plasticidade para classificação da fracção fina dos solos, contendo todos os solos plásticos analisados.

Local / Litostrat.	Amostra	Cascalho (%)	Areias (%)	Siltos (%)	Argilas (%)	W (%)	W _L (%)	W _p (%)	I _p (%)	γ _d (kN/m³)	A _t	CaCO ₃ (%)
Boca do Vento												
IV b	BV-S1	1,66	31,04	62,73	4,57	-	N.P.			-	-	-
IV b	BV-S2	0,24	74,13	23,46	2,17	-	N.P.			-	-	-
IV a	BV-S3	0,36	0,55	87,12	11,97	-	42	20	22	-	1,84	4,33
IV a	BV-S4	0,00	1,86	90,23	7,91	24	34	22	12	-	1,52	-
IV a	BV-S5	0,00	1,97	89,34	8,69	22	35	19	16	-	1,84	6,50
Fonte da Pipa												
IV a	FP-S1	0,00	0,03	89,99	9,98	-	37	24	13	16,8	1,30	0
IV a	FP-S3	0,00	0,31	89,69	10,00	-	40	23	17	-	1,70	0
IV a	FP-S4	0,00	0,49	91,34	8,17	-	38	21	17	-	2,08	0
IV a	FP-S5	0,00	0,29	89,34	10,37	23	39	20	19	-	1,83	0
IV a	FP-S6	0,00	0,29	91,77	7,94	21	32	20	12	17,1	1,51	0
IV a	FP-S7	0,06	0,60	99,34		21	42	26	16	17,0	-	0
IV a	FP-S8	0,00	0,28	99,72		24	41	21	20	17,1	-	0
Alfanzina												
D.V.	AL-S1	8,92	24,11	60,69	6,28	-	29	21	8	-	1,27	-
D.V.	AL-S2	0,00	2,39	88,70	8,91	-	25	20	5	-	0,56	-
D.V.	AL-S3	15,43	16,05	62,90	5,62	-	29	21	8	-	1,42	14,70
D.V.	AL-S4	0,33	11,38	79,27	9,02	-	34	22	12	-	1,33	24,90
IV b	AL-S5	2,09	22,08	68,69	7,14	-	26	20	6	-	0,84	16,30
Porto Brandão												
IV a	PB-S1	0,22	1,04	88,40	10,34	23	41	22	19	-	1,84	8,30
IV a	PB-S3	0,00	1,65	87,36	10,99	-	40	23	17	-	1,55	18,00
IV a	PB-S4	0,00	1,49	88,60	9,91	26	39	20	19	16,6	1,92	5,33
IV a	PB-S5	0,12	2,07	87,31	10,50	23	40	20	20	16,7	1,90	11,00
IV a	PB-S6	0,00	0,48	99,52		29	41	22	19	16,1	-	10,76
Portinho de Costa												
IV b	PC-S1	0,44	23,11	68,51	7,94	-	N.P.			-	-	-
IV b	PC-S2	2,40	43,27	49,61	4,72	-	29	21	8	-	1,69	-
Trafaria												
IV a	TR-S4	0,07	1,11	91,23	7,59	-	30	22	8	-	1,05	-
IV a	TR-S5	0,27	7,13	82,65	9,95	21	33	20	13	16,2	1,31	31,70
IV a	TR-S6	0,00	0,77	88,65	10,58	-	43	24	19	-	1,80	23,00
D.V.	TR-S7	4,97	10,02	75,94	9,07	20	31	20	11	-	1,21	21,30
D.V.	TR-S8	12,22	13,17	66,93	7,68	-	32	16	16	-	2,08	4,00
EN 377-1												
D.V.	MT-S1	2,98	9,42	78,23	9,37	-	29	21	8	-	0,85	21,80
D.V.	MT-S2	2,55	10,04	78,86	8,55	-	29	20	9	-	1,05	24,60
D.V.	MT-S3	0,56	11,04	78,51	9,89	-	30	24	6	-	0,61	26,70
V a2	MT-S4	2,27	1,50	83,34	12,89	27	47	22	25	16,4	1,94	25,00
V a2	MT-S5	0,98	3,16	82,07	13,79	26	41	20	21	16,9	1,52	24,30
D.V.	MT-S6	0,84	2,11	86,18	10,87	30	35	20	15	-	1,38	15,60
V a2	MT-S7	3,36	6,00	90,64		26	38	20	18	14,5	-	25,50
S. Pedro da Trafaria												
V a2	SPTTr-S1	0,00	0,94	81,06	18,00	27	45	24	21	17,3	1,17	18,70
Costa de Caparica												
VI a	CC-S1	0,00	2,21	88,09	9,70	-	29	19	10	-	1,03	-
VI a	CC-S2	0,06	2,01	93,54	4,39	-	N.P.			-	-	-
VI b	CC-S3	0,06	8,63	86,57	4,74	-	N.P.			-	-	9,65
VI b	CC-S4	1,65	23,99	64,34	10,02	-	N.P.			-	-	23,90
VI a	CC-S5	0,00	0,43	89,09	10,48	-	41	20	21	-	2,00	8,30
VI a	CC-S6	0,00	0,64	90,09	9,27	-	38	26	12	16,8	1,29	8,23
VI a	CC-S7	0,09	0,39	89,16	10,36	-	43	21	22	-	2,12	8,70
VI b	CC-S9	22,46	46,69	27,29	3,56	-	N.P.			-	-	62,00
VI a	CC-S10	0,73	11,65	77,93	9,79	20	24	19	5	16,7	0,51	9,35
VI a	CC-S11	0,00	0,37	99,63		23	34	22	12	16,8	-	10,00
VI a	CC-S12	0,00	0,86	99,14		-	38	23	15	16,5	-	-

Quadro 5.1 - Resultados dos ensaios de identificação dos solos amostrados

Com os resultados obtidos, empregou-se para os solos amostrados a Classificação Unificada, segundo a norma ASTM D 2487-85 descrita por **Correia (1988)** e a Classificação para Fins Rodoviários da AASHTO (**LNEC E 240, 1970**). Tendo-se obtido a separação das fracções argila e silte, foi possível efectuar a Classificação Textural das amostras utilizando o diagrama triangular da Mississippi River Commission, presente na especificação **LNEC E 219 (1968)**. As denominações das diferentes amostras dadas por estas três classificações é apresentada no **Quadro 5.2**.

Pela Classificação Unificada, verifica-se que 2/3 do total das amostras correspondem a argilas magras, acusando as restantes maior importância relativa das fracções siltosa e arenosa. Pela Classificação para Fins Rodoviários, trata-se de solos essencialmente A-6 e A-7-6, nas amostras das unidades IVa e Va₂, e solos A-2-4 e A-4 nas das unidades IVb e VIb. Os mesmos tipos de solos distribuem-se pelas amostras da unidade VIa e dos depósitos de vertente.

Os solos mais estáveis do ponto de vista mecânico, como tal é entendido na perspectiva da classificação referida, que tem como finalidade dar uma ideia do comportamento dos terrenos de fundação de pavimentos, são os das unidades IVb e VIb, nomeadamente os não plásticos, com índices de grupo (I.G.) iguais a zero. Os solos das unidades IVa, Va₂ e VIa apresentam, pelo contrário, características mecânicas menos adequadas, sofrendo variações de volume grandes entre o estado seco e o estado húmido (solos A-6) a extremamente grandes (solos A-7-6). Os índices de grupo são, nestes casos, quase sempre intermédios: os dos solos A-6 variam de 8 a 12 e os dos solos A-7-6, de 11 a 13, havendo um caso em que o I.G. atinge o valor 16.

Os depósitos de vertente, muito heterogéneos em termos granulométricos e acusando as diferentes litologias que lhes deram origem, apresentam alguma variabilidade em termos da classificação referida, interessando uma gama de tipos de solos relativamente alargada: de A-4 (8) a A-6 (11). Contudo, observa-se uma variabilidade muito maior em relação às amostras provenientes da unidade de Cotter VIa, onde ocorrem desde solos A-4 (0) a solos A-7-6 (13). Longe de representar a unidade no seu todo, estas amostras foram todas colhidas aproximadamente no mesmo nível estratigráfico, ou seja, ao longo do tecto da unidade, sempre muito próximo da fronteira com os estratos, mais grosseiros, do muro da unidade sobrejacente (VIb - "grés dos Grilos").

Com base na razão entre o índice de plasticidade e a quantidade de fracção argila (percentagem de material inferior a 0,002 mm) determinaram-se os valores de actividade da argila (segundo **Skempton, 1953 in Almeida, 1991**). Através dos valores de actividade (A_t), aquele autor classifica a fracção argilosa de acordo com o **Quadro 5.3**.

Local / Litostrat.		Amostra	Classificação Unificada	Classificação. AASHTO	Classificação Triangular
Boca do Vento					
	IV b	BV-S1	ML - silte arenoso	A-4 (0)	Silte arenoso
	IV b	BV-S2	SM - areia siltosa	A-2-4 (0)	Areia siltosa
	IV a	BV-S3	CL - argila magra	A-7-6 (13)	Silte
	IV a	BV-S4	CL - argila magra	A-6 (9)	Silte
	IV a	BV-S5	CL - argila magra	A-6 (11)	Silte
Fonte da Pipa					
	IV a	FP-S1	CL - argila magra	A-6 (10)	Silte
	IV a	FP-S3	CL - argila magra	A-6 (11)	Silte
	IV a	FP-S4	CL - argila magra	A-6 (11)	Silte
	IV a	FP-S5	CL - argila magra	A-6 (12)	Silte
	IV a	FP-S6	CL - argila magra	A-6 (9)	Silte
	IV a	FP-S7	CL - argila magra	A-7-6 (11)	Silte
	IV a	FP-S8	CL - argila magra	A-7-6 (12)	Silte
Alfanzina					
	D.V.	AL-S1	CL - argila magra c/ areia	A-4 (8)	Silte arenoso
	D.V.	AL-S2	CL-ML - argila siltosa	A-5 (8)	Silte
	D.V.	AL-S3	CL - argila magra arenosa	A-4 (8)	Silte arenoso
	D.V.	AL-S4	CL - argila magra	A-6 (9)	Silte
	IV b	AL-S5	CL-ML - argila siltosa c/ areia	A-4 (8)	Silte arenoso
Porto Brandão					
	IV a	PB-S1	CL - argila magra	A-7-6 (12)	Silte
	IV a	PB-S3	CL - argila magra	A-6 (11)	Silte
	IV a	PB-S4	CL - argila magra	A-6 (12)	Silte
	IV a	PB-S5	CL - argila magra	A-6 (12)	Silte
	IV a	PB-S6	CL - argila magra	A-7-6 (12)	Silte
Portinho de Costa					
	IV b	PC-S1	ML - silte c/ areia	A-4 (0)	Silte arenoso
	IV b	PC-S2	SC - areia argilosa	A-4 (8)	Silte arenoso
Trafaria					
	IV a	TR-S4	CL - argila magra	A-6 (8)	Silte
	IV a	TR-S5	CL - argila magra	A-6 (9)	Silte
	IV a	TR-S6	CL - argila magra	A-7-6 (12)	Silte
	D.V.	TR-S7	CL - argila magra c/ areia	A-6 (9)	Silte arenoso
	D.V.	TR-S8	CL - argila magra c/ areia	A-6 (11)	Silte arenoso
EN 377-1					
	D.V.	MT-S1	CL - argila magra	A-4 (8)	Silte
	D.V.	MT-S2	CL - argila magra	A-4 (8)	Silte
	D.V.	MT-S3	CL-ML - argila siltosa	A-4 (8)	Silte
	V a2	MT-S4	CL - argila magra	A-7-6 (16)	Silte
	V a2	MT-S5	CL - argila magra	A-7-6 (13)	Silte
	D.V.	MT-S6	CL - argila magra	A-6 (10)	Silte
	V a2	MT-S7	CL - argila magra	A-6 (11)	Silte
S. Pedro da Trafaria					
	V a2	SPTTr-S1	CL - argila magra	A-7-6 (13)	Silte
Costa de Caparica					
	VI a	CC-S1	CL - argila magra	A-4 (8)	Silte
	VI a	CC-S2	ML - silte	A-4 (0)	Silte
	VI b	CC-S3	ML - silte	A-4 (0)	Silte
	VI b	CC-S4	ML - silte c/ areia	A-4 (0)	Silte arenoso
	VI a	CC-S5	CL - argila magra	A-7-6 (13)	Silte
	VI a	CC-S6	CL - argila magra	A-6 (9)	Silte
	VI a	CC-S7	CL - argila magra	A-7-6 (13)	Silte
	VI b	CC-S9	SM - areia siltosa c/ cascalho	A-2-4 (0)	Areia siltosa
	VI a	CC-S10	CL-ML - argila siltosa	A-4 (8)	Silte arenoso
	VI a	CC-S11	CL - argila magra	A-6 (9)	Silte
	VI a	CC-S12	CL - argila magra	A-6 (10)	Silte

Quadro 5.2 - Classificações dos solos amostrados

Classes		Actividade
Argilas inactivas		$At < 0,75$
	a) inactivas	$At < 0,50$
	b) pouco activas	$0,75 < At < 0,50$
Argilas normais		$0,75 < At < 1,25$
Argilas activas		$At > 1,25$
	a) activas	$1,25 < At < 2$
	b) muito activas	$At > 2$

Quadro 5.3 - Classificação da fracção argilosa quanto à actividade, segundo Skempton. Adaptado de Almeida (1991).

Os valores da actividade de argilas encontram-se no **Quadro 5.1**. Verifica-se que, pelos resultados dos ensaios de identificação, a fracção argilosa é activa em cerca de 63 % das amostras em que se procedeu à sua determinação quantitativa, havendo ainda três amostras (9 %) contendo argilas muito activas. Em 20 % dos casos, ocorrem argilas normais e apenas nos 9 % restantes a mesma fracção se classifica de pouco activa. Não foram detectadas argilas inactivas.

Nos solos pertencentes à unidade de Cotter IVa obtiveram-se sempre valores de actividade correspondentes a argilas activas. Pelo contrário, em relação aos mesmos solos pertencentes àquela unidade, Almeida (1991) refere que, em Lisboa, predominam as argilas inactivas, estando os valores mais elevados associados a solos muito siltosos. Estes últimos parecem ser, com base no reduzido número de amostras identificadas, o tipo de solos dominante na margem esquerda do Tejo. A mesma diferença observa-se em relação aos solos argilosos da unidade de Cotter Va2.

Quanto aos depósitos de vertente, metade das dez amostras ensaiadas correspondem a argilas pouco activas ou normais. As restantes contêm argilas activas, mas com valores de actividade relativamente baixos com excepção de uma, que é muito activa.

Pelo gráfico da **Fig.5.6**, verifica-se a existência de uma boa correlação entre o índice de plasticidade dos terrenos amostrados e o correspondente valor de actividade, com um coeficiente de correlação de 0,85.

Os valores de actividade elevados em todos estes solos relativamente pobres em argilas poderão ter justificação, pelo menos nalguns casos, na ocorrência de esmectites como mineral dominante na composição da fracção mais fina. Em algumas das amostras, procedeu-se à determinação semiquantitativa da mineralogia da fracção argilosa ($< 0,002$ mm) e da mineralogia global. Estas, foram obtidas por difracção de raio X, recorrendo aos poderes reflectantes apresentados por Prates & Dias (1998). Os resultados estão contidos no **Anexo III.2**. Neste, apresentam-se

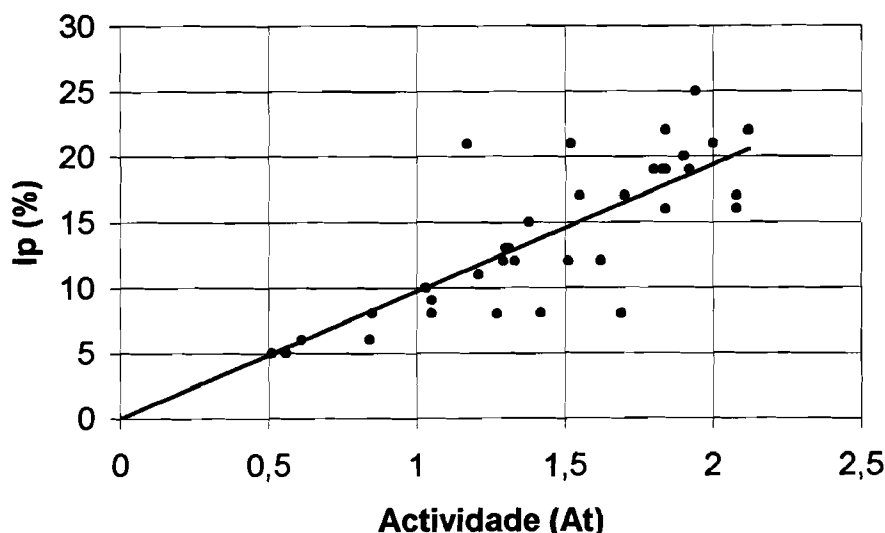


Figura 5.6 - Correlação entre a actividade da argila das amostras (A_t) e o índice de plasticidade (I_p).

as quantidades relativas dos três únicos componentes mineralógicos determinados com base na leitura dos picos dos difractogramas: esmectites, ilites e caulinites. Verifica-se que a esmectite, o mineral mais activo, é o mais importante em cerca de 70 % das amostras, enquanto que a caulinite, o menos activo dos três minerais presentes na fracção argilosa, é também o menos abundante. Em quase todos os casos em que a ilite é o mineral dominante, as argilas são activas mas com um valor não muito elevado. De qualquer modo, haverá que lembrar que os siltes poderão estar algo sobrestimados em relação ao total da fracção fina, pela presença de alguns agregados de partículas de argila que não se separaram durante todo o processo de peneiração por via húmida e decantação utilizado para todas as amostras. A ser assim, os valores reais de actividade poderão ser inferiores aos calculados.

Em termos de resultados de análises globais, os filossilicatos (argilas e micas) são, de longe, o grupo de minerais mais abundantes. Segue-se, muito afastado, o quartzo, em regra correspondendo às fracções mais grosseiras do material. A dolomite e, por vezes, os feldspatos, o gesso e a calcite, são praticamente vestigiais.

Parafinaram-se alguns pedaços de provetes utilizados em ensaios de resistência ao corte para determinação do peso específico seco pelo método de impulsão em água, utilizando uma balança hidrostática. Para as amostras argilo-siltosas pertencentes às unidades IVa, Va₂ e VIa, obteve-se uma média de 17,1 kN.m⁻³ (oscilando os valores desde um mínimo de 16,5 kN.m⁻³ a um máximo de 17,6 kN.m⁻³). Esta média é um pouco superior à obtida para o mesmo tipo de terrenos descritos nos relatórios geotécnicos consultados, e atrás referida. No entanto, há que ter em atenção a fraca representatividade da mesma média, correspondente a dezasseis amostras, comparativamente aos quarenta valores obtidos da consulta daqueles relatórios.

Nas amostras onde se verificou haver reacção com ácido clorídrico, procedeu-se à determinação do teor em carbonatos por ataque com HCl diluído a 10 %. Curiosamente, nenhuma das amostras siltosas provenientes de um dos locais amostrados (Fonte da Pipa) acusou presença de carbonatos, ao contrário de todas as amostras originárias dos restantes locais.

As amostras siltosas da unidade de Cotter IVa, contêm teores de carbonatos variando de zero, no local acima referido, passando por uma média próxima de 10,5 % em Porto Brandão, até um máximo de 31,7 % na Trafaria. As três amostras da unidade de Cotter Va2 colhidas num local entre Murfacém e Trafaria, forneceram um teor de cerca de 25,0 % de carbonatos e em S. Pedro de Trafaria, mais a oeste, obteve-se o valor de 18,7 % numa amostra da mesma unidade. Um valor próximo foi obtido numa amostra arenosa da unidade IVb com origem nas vertentes do vale de Alfanzina. Os teores em carbonatos de cinco amostras siltosas da unidade VIa, colhidas em diferentes pontos do topo desta unidade na encosta da Arriba Fóssil da Costa de Caparica, praticamente não acusaram variação, ficando-se num intervalo de 8,2 % a 10,0 %. Quanto às oito amostras de depósito de vertente nas quais se determinaram teores em carbonatos, e colhidas em Alfanzina, Trafaria e próximo de Murfacém, cinco delas apresentavam valores elevados, variando de 21,3 % a 26,7 %. As restantes três amostras continham quantidades inferiores àquelas, duas com cerca de 15 % e outra com apenas 4 % de carbonatos. O reduzido número de determinações efectuadas exposto no **Quadro 5.1**, permite no entanto verificar que os teores em carbonatos presentes nos terrenos deslocados não diferem muito dos mesmos das camadas *in situ* vizinhas, cuja alteração e desagregação originaram os produtos que formam os depósitos de vertente. Exemplificando, anote-se a semelhança entre os teores em CaCO_3 das amostras AL-S_i e MT-S_i tanto de terrenos deslocados como *in situ*.

Com base nos resultados obtidos nestes ensaios, verificou-se que o teor em carbonatos influencia pouco as características de plasticidade dos solos amostrados, não se tendo obtido qualquer correlação entre aquela característica e o índice de plasticidade. Tal pode ser justificado pelo facto da maior parte do carbonato de cálcio corresponder a bioclastos que constituem as fracções mais grosseiras desses solos (cascalho e areias) bem como parte da fracção siltosa.

5.2.2.3 - Avaliação da resistência ao corte dos solos

Obtiveram-se alguns valores de parâmetros de resistência ao corte, mediante a execução de ensaios de corte directo em provetes talhados de amostras indeformadas. Os ensaios decorreram no laboratório de Mecânica dos Solos do DEC da UNL e foram do tipo consolidado não drenado tendo em atenção, no caso de ocorrência de movimentos de terrenos, a muito baixa permeabilidade daqueles terrenos. A aplicação da tensão de corte decorreu a uma velocidade da ordem de 0,10 mm.min.⁻¹ a 0,12 mm.min.⁻¹ o que, tendo em vista a mesma característica, é

considerada uma velocidade rápida, não dando tempo para a drenagem da água que satura o provete em ensaio.

Dos ensaios efectuados obtiveram-se os resultados apresentados no **Quadro 5.4**. Em anexo, apresentam-se os diagramas resultantes dos ensaios (**Anexo III.3**).

Amostra	parâmetros de pico	parâmetros residuais
FP-S7	$c = 117,7 \text{ kPa}; \phi = 30^\circ$	$c_r = 0; \phi_r = 30^\circ$
FP-S8	$c = 103,0 \text{ kPa}; \phi = 26^\circ$	$c_r = 0; \phi_r = 26^\circ$
PB-S6	$c = 12,2 \text{ kPa}; \phi = 34^\circ$	$c_r = 0; \phi_r = 27,5^\circ$
MT-S7	$c = 10,8 \text{ kPa}; \phi = 24^\circ$	$c_r = 0; \phi_r = 23^\circ$
SPTTr-S1	$c = 24,5 \text{ kPa}; \phi = 33^\circ$	$c_r = 0; \phi_r = 28^\circ$
CC-S10	$c = 58,9 \text{ kPa}; \phi = 33,5^\circ$	$c_r = 0; \phi_r = 33^\circ$
CC-S12	$c = 56,9 \text{ kPa}; \phi = 26^\circ$	$c_r = 0; \phi_r = 24^\circ$

Quadro 5.4 - Resultados dos ensaios de corte directo efectuados para algumas amostras de solos siltosos da região em estudo.

Pela análise daqueles resultados, não se verifica variação sensível do ângulo de atrito interno de amostra para amostra, tendo-se obtido uma diferença de 10° entre os valores extremos (24° para a amostra MT-S7 e 34° para a amostra PB-S6). Na passagem para a resistência residual, o mesmo parâmetro apenas sofre ligeira redução mantendo, nalguns casos, valor idêntico ao de pico. Este facto sugere que, ao contrário do que se admitiu acima, as velocidades de corte utilizadas estarão provavelmente mais próximas de condições drenadas do que não drenadas.

É na coesão que se observam as principais diferenças de resistência ao corte dos solos siltosos analisados. Essas diferenças traduzem, fundamentalmente, para além das naturais diferenças de composição, a descompressão sofrida pela amostra, podendo-se relacionar aquele parâmetro com a altura de maciço miocénico ainda presente sobre os terrenos amostrados. As amostras FP-Si caracterizam-se por uma coesão elevada, um pouco superior a 100 kPa. A camada de onde foram retiradas, na base da escarpa entre Boca do Vento e Fonte da Pipa, encontra-se subjacente a algumas dezenas de metros de assentadas essencialmente calcárias ou areno-calcárias que, até ao terrapleno onde foi construído o Palácio da Cerca, ultrapassam 40 m de espessura total. Valores de coesão um pouco inferiores àqueles compreendidos, aproximadamente, dentro do intervalo de 57 kPa a 59 kPa, caracterizam as duas amostras CC-Si ensaiadas (arriba fóssil, entre S. Pedro da Caparica e a via rápida IC 20). Estas, foram obtidas de estratos siltosos subjacentes a um conjunto pouco heterogéneo de camadas calcárias a areníticas mais ou menos compactas variando, nas zonas amostradas, de cerca de 8 m a 22 m de espessura total.

A amostra SPTr-S1 encontrava-se, antes do escorregamento que a deixou exposta à superfície, a cerca de 5-6 m de profundidade. A profundidade original das amostras PB-S6 e MT-S7 seria, ainda, inferior. Esta última encontrava-se, mesmo antes do escorregamento pouco profundo que afectou a camada de onde foi recolhida, praticamente sub-superficial.

Mais importante que a tensão vertical exercida, actualmente, pelo recobrimento sobre as camadas amostradas, para justificar a diferenciação observada nos valores de coesão, refira-se ainda a importância da área de camada exposta aos agentes de alteração. De facto, a coesão dos terrenos é grandemente afectada pelo grau de meteorização em que os mesmos se encontram. Quanto maior for a área exposta de uma dada camada àqueles agentes, maior o volume de material meteorizado.

No caso da escarpa entre Boca do Vento e Fonte da Pipa, aquela exposição é mínima, apresentando a camada amostrada uma parede sub-vertical, recente, protegida dos efeitos directos da chuva ou das águas de escorrência por uma consola de grande balanço. Ao mesmo tempo, para além de alguma humidade natural, não se observaram, aí, exsurgências de águas provenientes do interior do maciço.

As frentes siltosas de onde se retiraram as amostras CC-Si apresentam inclinações sempre inferiores a 60°, normalmente entre 40° e 50°, o que amplia a área de terreno sob acção directa dos agentes subaéreos. Para além disso, aqueles siltes algo fissurados, contactam inferiormente o muro de um aquífero interessando os calcários e arenitos sobrejacentes. A erosão mecânica, derivada das forças de percolação para o exterior do talude, e química, por efeito da dissolução de partículas e cristalização de sais precipitados nas fissuras, acelera a meteorização dos terrenos amostrados, diminuindo-lhes a coesão. A existência de níveis freáticos próximos da superfície e os declives topográficos inferiores nos restantes taludes amostrados, reforçam esta correspondência do grau de meteorização com os baixos valores de coesão obtidos.

Refira-se, ainda, um ensaio de corte que foi realizado sobre uma amostra da unidade de Cotter VIb, homogénea, algo argilosa e de elevado teor em carbonatos, de cor amarelo viva, que se desfazia rapidamente durante as tentativas que foram feitas para a preparação de provetes de ensaios de rocha (compressão uniaxial e tracção indirecta do tipo brasileiro). Esta última amostra (SAb) representa um material classificado como solo que constitui parte importante do troço vertical superior da arriba fóssil na zona de Sto. António de Caparica. Da mesma, foi possível talhar, com auxílio de serra para metal, alguns provetes para ensaio na máquina de corte directo a fim de se obterem os respectivos parâmetros de resistência ao corte. Desse ensaio, resultaram os seguintes valores:

Amostra SAb: parâmetros de pico: $c' = 50 \text{ kPa}$; $\phi' = 33^\circ$
parâmetros residuais: $c'_r = 0$; $\phi'_r = 33^\circ$

A sua elevada permeabilidade, que se comprovou de modo expedito com uma placa serrada desse material ao verificar-se que esta se deixava atravessar facilmente por água, permite admitir que o ensaio, realizado tal como os anteriores a uma velocidade de corte da ordem da décima de milímetro por minuto, pode ser considerado em termos de tensões efectivas. Pela classificação triangular de rochas sedimentares proposta por **Vatan (1969)** trata-se de uma "argila pouco arenosa calcária".

5.2.2.4 - Ensaio de resistência em amostras de rocha

A fim de caracterizar mecanicamente as principais frentes de escarpa rochosa associadas a movimentos de massa, foram efectuados alguns ensaios com vista à obtenção de parâmetros resistentes dos materiais que as constituem. As amostras interessaram, essencialmente:

- a espessa camada biocalcarenítica ocorrente, dentro da unidade de Cotter IVa, no trecho de taludes entre Boca do Vento e Fonte da Pipa, a meio do sector geomorfológico A;
- os calcários e os biocalcarenitos da unidade Va₁ da cornija que constitui o degrau intermédio existente ao longo do sector C, tendo-se recolhido amostras em diversos locais (vales da Banática e de Portinho da Costa e encosta a nascente de Trafaria);
- os calcarenitos e arenitos das unidades de Cotter Vc, VIb e VIc (estes dois últimos não diferenciados) presentes no trecho estudado da Arriba Fóssil da Costa de Caparica (sector E).

Realizaram-se diversos ensaios de compressão uniaxial em provetes cilíndricos previamente preparados, nos laboratórios do CEGSA, por carotagem das amostras e regularização dos respectivos topos. Inicialmente os provetes foram ensaiados após secagem em estufa, durante alguns dias, a cerca de 60°C. Numa segunda fase, compararam-se resultados de ensaio em provetes pertencentes às mesmas amostras, secos em estufa e saturados por imersão em água destilada. Os procedimentos para ensaio seguiram, na medida do possível, as recomendações apresentadas em **ISRM (1979)**. No que diz respeito às dimensões dos provetes, tal nem sempre foi conseguido, principalmente nas amostras de calcários muito fossilíferos, contendo importantes discontinuidades devidas à presença tanto de conchas de grandes dimensões como de cavidades deixadas pela dissolução dessas conchas. A grande propensão para desagregações no decorrer da carotagem, imposta por aquelas heterogeneidades, obrigou à necessidade de se aproveitarem alguns provetes cuja relação altura/diâmetro era inferior à relação mínima de 2,5 recomendada pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas.

No **Anexo III.4**, apresentam-se os resultados de cinquenta e quatro ensaios, correspondendo quinze deles a amostras saturadas. O número reduzido de ensaios realizados em provetes saturados deve-se, em parte, a desagregações de alguns deles enquanto se encontravam em imersão. Estes ensaios foram realizados, inicialmente, na prensa de compressão uniaxial do CEGSA e, mais recentemente, na do laboratório da Secção de Geologia de Engenharia do Departamento de Engenharia Civil da FCT/UNL (**Foto 5.1**).

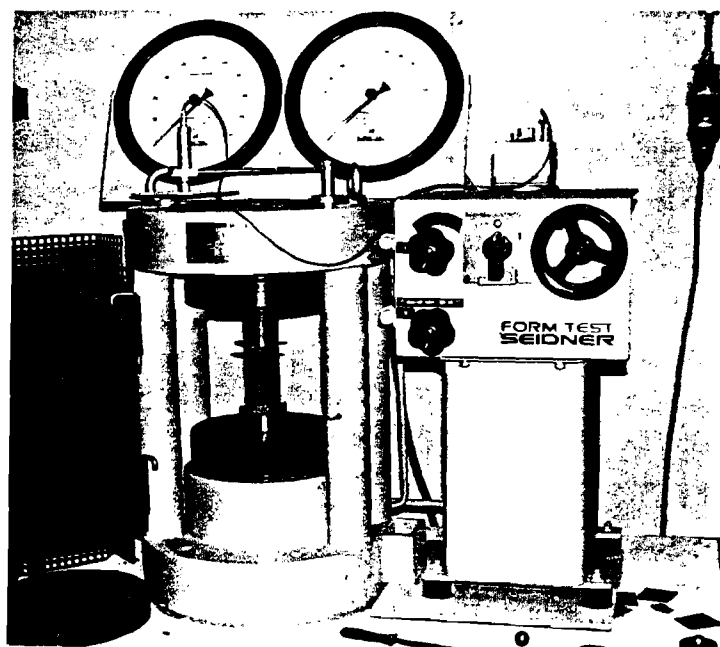


Foto 5.1 - Provede sujeito a ensaio de resistência em compressão uniaxial.

Obtiveram-se os pesos específicos aparentes secos pelo método do provete regular, baseado nas determinações do volume com craveira de provetes cilíndricos secos em estufa e do peso dos mesmos provetes. Este método obrigou a uma prévia selecção de provetes antes destes virem a ser sujeitos a ensaio. Os pesos específicos saturados foram estimados pela relação entre aqueles e o teor em água dos provetes considerados saturados. Anote-se, no entanto, que a imersão do provete não garante uma saturação perfeita. Para tal, seria necessária a utilização de um excicador ligado a uma bomba de vácuo. Por outro lado, nestes materiais porosos, a determinação do peso do provete "saturado" incorre em erro devido às naturais perdas de água das zonas mais superficiais, visto que a permeabilidade da generalidade das rochas amostradas é bastante elevada. Isto é válido, principalmente nos casos onde ocorram grandes aberturas derivadas da dissolução de conchas com dimensões próximas das dos provetes, a partir das quais é impossível evitar que a água que as preenche se escoe rapidamente para o exterior.

Realizaram-se, ainda, determinações de teores de humidade em algumas amostras rochosas logo após a sua recolha no campo. Dos resultados obtidos determinaram-se, para todos os locais amostrados, valores médios da ordem de 3-5 %.

Os resultados dos ensaios de compressão uniaxial são apresentados, resumidamente, no **Quadro 5.5**.

Provetes	σ_c (MPa) (estado seco)	σ_c (MPa) (estado "saturado")	w (%)
FP-CU1-10	7,9-24,9	2,1-3,7	9,4-13,0
FP-CU11-13	-	1,6-3,6	10,3-12,3
BA-CU1-3	9,7-11,6	-	-
CP-CU1-2	10,5-18,4	-	-
PC-CU1-10	5,6-11,1	1,6-2,2	13,0-15,9
PC-CU11-15	4,2-13,8	-	-
TR-CU1-2	6,0-7,9	-	-
TR-CU3-10	4,9-12,6	3,6-5,0	6,9-7,1
CC-CU1-8	1,9-4,6	0,2-0,5	20,1-22,8
CC-CU9-11	10,0-11,1	4,2	20,9

Quadro 5.5 - Intervalos de valores obtidos nos ensaios de resistência em compressão uniaxial de provetes no estado seco e próximo da saturação.

Em função dos valores de resistência em compressão uniaxial, constata-se que a quase totalidade dos materiais ensaiados se situa no domínio das rochas brandas, sendo a maioria deles, quando secos, classificados de rochas de baixa resistência (valores de σ_c entre 6 MPa e 20 MPa). No estado "saturado", a grande maioria dos casos decresce para o grupo das rochas de muito baixa resistência (valores de σ_c entre 2 MPa e 6 MPa) fazendo a transição, em termos desta característica mecânica, para os solos rijos ou muito compactos.

As rochas mais resistentes provêm da espessa camada calcária da unidade de Cotter IVa, formando consolas bem evidenciadas na escarpa situada entre Boca do Vento e Fonte da Pipa. Das amostras aí recolhidas, obtiveram-se valores de resistência em compressão uniaxial (σ_c) correspondentes ao estado seco entre pouco menos de 8 MPa, no mínimo, e perto de 25 MPa, no máximo, com um valor médio de 13,7 MPa (provetes FP-CU1 a FP-CU6). No estado saturado, aquela média decresce para pouco mais de um quinto (2,9 MPa) tendo-se obtido, para a mesma litologia, valores de resistência máxima e mínima de, respectivamente, 3,7, e 2,1 MPa (provetes FP-CU7 a FP-CU10). Três provetes de calcário muito rico em conchas, originários de outra camada da mesma unidade (provetes FP-CU11 a FP-CU13) forneceram valores de tensão de rotura, no estado saturado, da mesma ordem de grandeza.

As amostras provenientes da cornija calcarenítica que constitui o degrau intermédio do sector geomorfológico C (unidade de Cotter Va₁) foram obtidas no vale de Portinho da Costa (provetes PC-CUi) e na vertente nascente do vale da Trafaria (provetes TR-CUi). Em cada um dos locais referidos, foram detectadas duas litologias distintas: uma mais arenosa, mais pobre em restos de moluscos e de cor alaranjada, outra mais calcária, amarelada, mais rica em conchas. Os ensaios efectuados para as duas litologias no estado seco não diferem muito no seu conjunto, obtendo-se médias da ordem de, respectivamente, 7,6 MPa e 7,9 MPa. O reduzido número de ensaios realizados com provetes no estado "saturado", não permite fazer o mesmo tipo de comparações.

No mesmo sector recolheram-se algumas amostras de calcários fossilíferos da unidade de Cotter Va₃. As resistências relativamente elevadas destes materiais, justificam a ocorrência de uma pequena escarpa superior de grande continuidade lateral.

Por fim, refira-se que os arenitos pouco compactos da unidade de Cotter VIb são, em regra, rochas de muito baixa resistência tendo-se obtido, para os provetes secos, valores de tensão de rotura sempre abaixo de 6 MPa, com um valor médio calculado de 3,1 MPa. No estado saturado, obtiveram-se resistências muito baixas, inferiores a 1 MPa. Os arenitos margosos da unidade Vc parecem ser bem mais resistentes, tendo-se obtido em dois provete secos valores de tensão de rotura rondando 10 MPa. Estes valores, cerca de três vezes superiores ao valor médio de resistência calculado para os calcários pouco arenosos da unidade VIb, são devidos a uma menor porosidade, o que se depreende pela comparação dos pesos específicos secos, bastante superiores aos daqueles últimos, e do teor em água determinado no provete "saturado" CC-CU11, cerca de três vezes inferior ao obtido em alguns provetes da unidade VIb (CC-CU6-8).

Do gráfico da **Fig.5.7**, observa-se uma excelente correlação ($R = 0,93$) entre os valores de resistência em compressão uniaxial da totalidade dos provetes ensaiados no estado "saturado" e o respectivo teor em água. Apesar dos provetes ensaiados serem oriundos de unidades distintas, porém pertencentes ao mesmo complexo litológico, verifica-se que aquela resistência decresce exponencialmente com o aumento do teor em água dos provetes ensaiados.

Na maior parte dos provetes sujeitos a compressão uniaxial, procedeu-se, previamente, à determinação da velocidade de propagação de ultra-sons (v_{us}). Os respectivos resultados acompanham os daqueles ensaios no **Anexo III.4**.

A fim de caracterizar a resistência à rotura por tracção (σ_t) das mesmas camadas rochosas, foram preparados algumas dezenas de provetes cilíndricos para ensaio de tracção indirecta de tipo brasileiro. Os procedimentos de preparação e execução do ensaio estiveram de acordo com o recomendado pela **ISRM (1978)**. As amostras foram carotadas no CEGSA. O corte dos topos dos provetes resultantes e a realização dos ensaios foram feitos nos laboratórios do Departamento

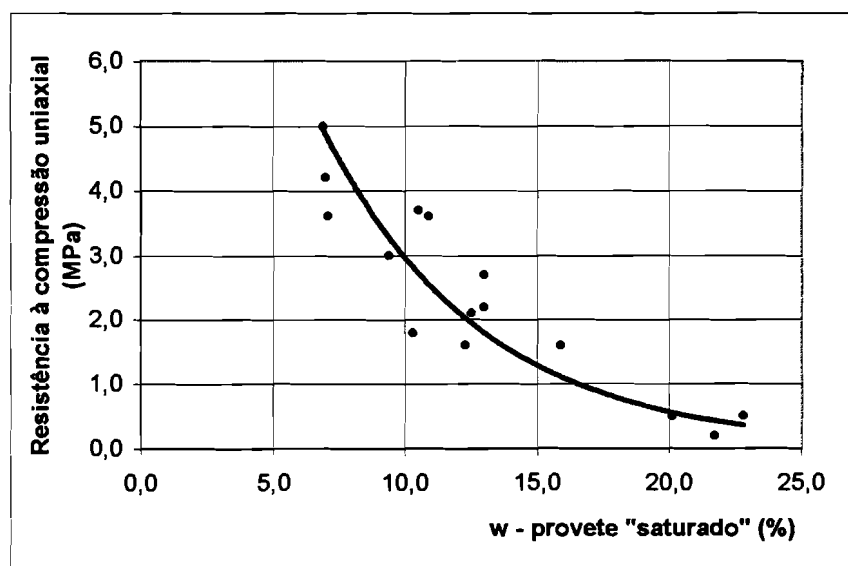


Figura 5.7 - Correlação entre a resistência em compressão uniaxial de provetes "saturados" e os respectivos teores em água.

de Geologia da Universidade de Lisboa. Cada amostra representa um conjunto de blocos rochosos provenientes do mesmo local e com as mesmas características litológicas. A denominação das amostras é feita por origem geográfica (nome do local de recolha: FP de Fonte da Pipa, CC de Costa de Caparica, etc.) e tipo litológico diferenciado num mesmo local (a ou b).

O **Anexo III.5** apresenta os resultados destes ensaios por tipo litológico, fazendo-se a separação, dentro de cada amostra, dos provetes ensaiados após secagem em estufa a 60° C, dos que o foram saturados por imersão num recipiente com água destilada. Nem todos os resultados dos ensaios foram aproveitados devido ao facto da rotura não ter sido acompanhada pela abertura de uma fenda de tracção vertical cortando ambas as faces do provete, como mostra a **Foto 5.2**. Em muitos casos, essa fenda ocorreu demasiado oblíqua ou paralelamente às duas faces do provete, factos que obrigaram à rejeição dos respectivos resultados. Os pesos específicos seco e "saturado" foram obtidos pelo mesmo processo adoptado para os provetes sujeitos a ensaios de compressão uniaxial.

A recolha de amostras para estes ensaios interessou os mesmos locais atrás descritos para a amostragem efectuada tendo em vista os ensaios uniaxiais, com excepção do vale do Portinho da Costa, onde se comprovou que os materiais rochosos que constituem o degrau intermédio não apresentavam diferenças sensíveis em relação aos mesmos da encosta da Trafaria. Por essa razão, optou-se por recolher amostras da mesma unidade litostratigráfica noutra local. Tendo em vista a sua fácil acessibilidade, optou-se pelo vale da Banática.

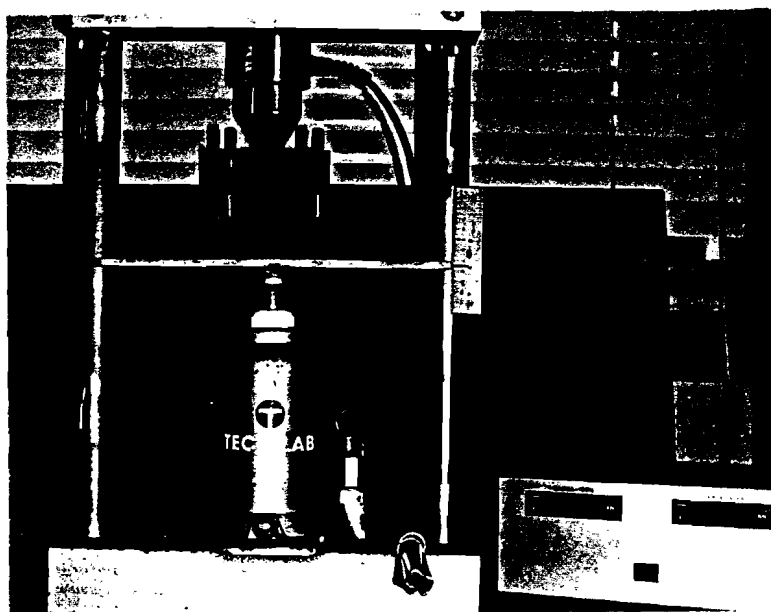


Foto 5.2 - Ensaio de tipo brasileiro de resistência em tracção.

Na zona entre Boca do Vento e Fonte da Pipa, recolheram-se diversos blocos pertencentes a duas litologias distintas a que, por comodidade, se denominou de amostras. As amostras FPa e FPb representam as duas litologias que caracterizam a grande bancada saliente atrás referida. Essa bancada, com 8,8 m de espessura, é constituída, nos 6,5 m superiores, por um arenito calcário de cor esbranquiçada (amostra FPa) e, nos 2,3 m inferiores, por um calcário lumachélico de coloração amarelo viva e com abundantes bioturbações (amostra FPb). As amostras FPa têm a mesma proveniência dos provetes FP-CU1 a FP-CU10 utilizados para os ensaios de resistência à rotura em compressão uniaxial.

Na Banática colheu-se uma margam arenosa, bem consolidada (amostra BAa) e um calcário lumachélico amarelo-esbranquiçado com numerosas cavidades devidas à dissolução de conchas (amostra BAb). Na Trafaria, recolheram-se também duas litologias distintas, mas mais brandas (amostras TRa e TRb). Estas últimas, correspondem ao provetes carotados para compressão uniaxial, no primeiro caso, TR-CU1 a 2 e PC-CU1 a 10 e, no segundo caso, TR-CU3 a 10 e PC-CU11 a 15.

Na arriba fóssil, recolheram-se na totalidade três amostras representativas das zonas rochosas que constituem as unidades Vc e VIa. Duas foram obtidas no trecho mais próximo da via rápida (IC 20), frente à Costa de Caparica. Compreendem a amostra CCa (equivalente aos provetes preparados para obtenção de σ_c CC-CU1 a 8), um calcário pouco arenoso de cor amarelo-esbranquiçada, que constitui grande parte do segmento superior escarpado da arriba (unidades Vlb e VIc), e a amostra CCb, com origem numa zona inferior do talude, onde ocorrem camadas

da unidade Vc. Esta última, de cor esverdeada ou verde-acinzentada, apresenta-se mais consolidada que a precedente, facto comprovado durante a realização dos ensaios de compressão uniaxial (provetes CC-CU9 a 11).

A terceira amostra (SAa) proveio de um trecho sobranceiro a Sto. António de Caparica. Trata-se de um calcário pouco arenoso da unidade VIb, muito idêntico ao da amostra CCa. Do mesmo local, recolheram-se amostras de um material mais brando, muito homogénea, de cor amarelo vivo, que se desfazia rapidamente durante as tentativas que foram feitas para a preparação de provetes de ensaio (amostra SAb). Por tal motivo, não foi possível submete-lo aos ensaios tanto de compressão uniaxial como de tracção indirecta, tendo sido aproveitada para a execução de ensaio de corte directo. O resultado daquele ensaio foi já descrito atrás.

Os Quadros 5.6 e 5.7 resumem os principais elementos obtidos com base nos resultados dos ensaios de tracção apresentados no Anexo III.6.

amostra	γ_d médio (kN.m^{-3})	teor médio em CaCO_3 (%)	σ_t (médio) (MPa)	desvio padrão	σ_t (mínimo - máximo) (MPa)
FPa	18,2	54,4	1,19	0,12	0,91 - 1,32
FPb	20,8	64,1	3,70	0,94	1,82 - 5,29
TRa	16,2	68,7	1,06	0,16	1,31 - 0,77
TRb	17,9	87,3	1,72	0,62	1,23 - 2,41
BAa	23,3	41,9	7,50	1,76	5,99 - 10,15
BAb	20,3	79,1	2,53	0,31	1,98 - 2,85
CCa	16,3	51,0	0,60	0,11	0,40 - 0,78
CCb	21,2	43,3	2,85	0,90	1,21 - 4,53
SAa	15,8	62,0	0,53	0,07	0,41 - 0,63

Quadro 5.6 - Resultados dos ensaios de rotura em tracção de provetes secos.

amostra	γ_{sat} médio (kN.m^{-3})	teor médio em CaCO_3 (%)	σ_t médio (MPa)	desvio padrão	σ_t (mínimo - máximo) (MPa)
FPa	20,5	55,6	0,54	0,09	0,40 - 0,69
FPb	22,9	66,9	2,85	0,95	1,54 - 3,94
TRa	19,1	71,7	0,42	0,07	0,27 - 0,50
TRb	20,4	81,1	1,32	0,23	1,07 - 1,63
BAa	24,6	41,4	6,08	1,11	4,18 - 7,45
BAb	22,2	78,3	1,94	0,28	1,46 - 2,29
CCa	19,1	53,1	0,20	0,05	0,10 - 0,28
CCb	22,6	43,1	2,01	0,59	0,90 - 2,91
SAa	18,9	69,0	0,23	0,12	0,09 - 0,43

Quadro 5.7 - Resultados dos ensaios de rotura em tracção de provetes "saturados".

Com base nestes dois quadros, verifica-se que o teor em carbonatos em nada influencia a resistência à tracção dos provetes. Pelo contrário, existe uma boa correlação entre esta característica mecânica, expressa em termos médios por amostra, e os respectivos pesos específicos médios dos materiais secos e "saturados". O gráfico da **Fig.5.8** apresenta a melhor correlação entre aqueles dois parâmetros, representada por curvas exponenciais, e que forneceu um coeficiente de correlação de 0,96. Isto quer dizer que a resistência em tracção cresce exponencialmente com o aumento dos pesos específicos tanto em provetes secos como saturados.

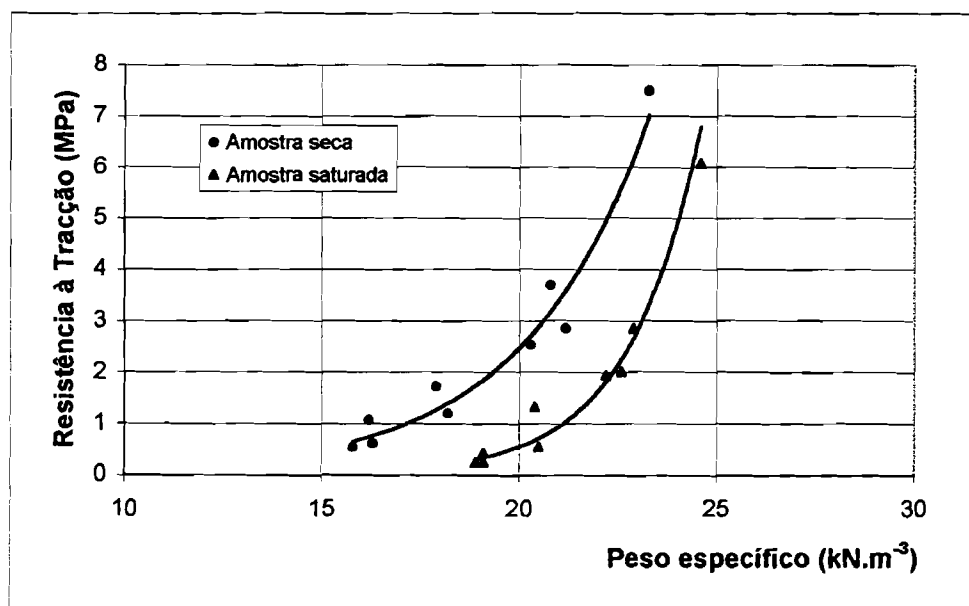


Figura 5.8 - Correlações entre a resistência em tracção dos provetes ensaiados e os respectivos pesos específicos seco e "saturado".

Sendo os valores de peso específico obtidos função da porosidade, a variação deste índice físico de amostra para amostra justifica a mesma variação, mas de ordem inversa, da resistência em tracção dos materiais.

Também se obteve uma excelente correlação ($R = 0,95$) entre a resistência em tracção de todos os provetes "saturados" e os respectivos teores em água. Esta correlação encontra-se ilustrada no gráfico da **Fig.5.9**, onde se pode observar uma curva permitindo evidenciar um acréscimo de resistência muito ténue à medida que o teor em água decresce de 20 % para pouco mais de 5 %. A partir daí, regista-se um aumento brusco dos valores da resistência em tracção, para pequenas variações do teor em água. Admitindo que as rochas com maiores teores em água, num estado próximo da saturação, corresponderão a porosidades mais elevadas, verifica-se uma variação da resistência em tracção relativamente pequena para uma larga gama de porosidades. A forte subida da curva de correlação para os valores de teor em água mais baixos, justifica-se pela influência da

cimentação secundária por carbonato de cálcio que aumenta sensivelmente a resistência das ligações entre os grãos.

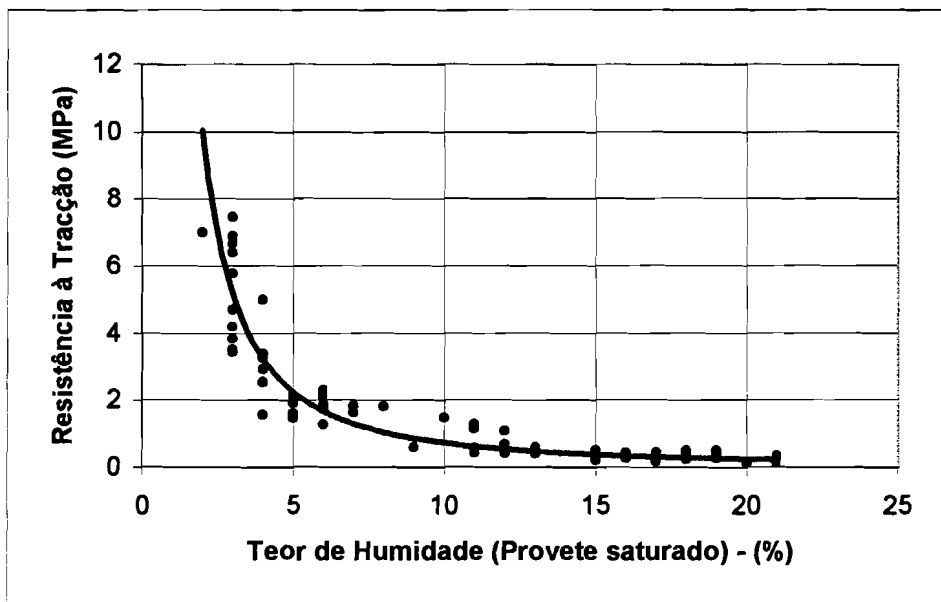


Fig.5.9 - Correlação entre a resistência em tracção de provetes "saturados" e os respectivos teores em água.

CAPÍTULO 6

MECANISMOS DE ROTURA

Tendo sido já tratados a evolução morfológica dos taludes da área em estudo bem como os tipos de movimentos de terrenos que constituem o motor principal dessa evolução, faltava analisar as forças em jogo, de modo a compreender os mecanismos de rotura mais comuns que actuam em cada sector geomorfológico.

Diversos movimentos de terrenos são descritos com mais ou menos pormenor, nos relatórios geológicos e geotécnicos consultados. Trata-se, na maioria dos casos, de ocorrências induzidas pelo Homem, no seguimento a modificações da morfologia das encostas a fim de permitir a implantação de estruturas. Vestígios de outros movimentos em locais onde a acção humana tem pouca importância, foram detectados no decurso dos trabalhos de campo efectuados. No caso das ocorrências mais antigas, o reperfilamento dos terrenos, derivado de processos erosivos naturais ou de trabalhos agrícolas, dificultou a determinação da sua geometria bem como a obtenção de amostras dos terrenos que sofreram rotura.

As chuvas intensas que ocorreram durante o Inverno de 1995/96, desencadearam um certo número de movimentos de massa em vertentes na área em estudo que possibilitaram a análise de diversos mecanismos de rotura considerados característicos. Tentativas entretanto feitas no sentido de analisar as ocorrências mais antigas, cuja morfologia se encontrava alterada pelas razões acima referidas, foram preteridas em favor daqueles movimentos que apresentavam superfícies de rotura frescas.

Analisaram-se ocorrências de movimentos de terrenos consideradas típicas em cada sector geomorfológico. Não se abordam os sectores B e D, no primeiro caso devido às grandes perturbações antrópicas que se verificam na zona, que mascararam ou alteraram os processos naturais de evolução aí decorrentes e, no sector D, por não se encontrarem aí ocorrências que justificassem a sua abordagem.

6.1 - MECANISMOS DE ROTURA ENTRE CACILHAS E ARIALVA

Ao longo do Sector A dos taludes, as rochas brandas são claramente dominantes no conjunto das litologias presentes. Este aspecto justifica, em grande medida, os fortes declives que estes taludes

apresentam. A evolução destes traduz-se quase exclusivamente por quedas isoladas ou desmoronamentos de blocos rochosos deixados em consola pela erosão diferencial, a qual escava mais rapidamente as camadas mais brandas, areno-siltosas ou silto-arenosas que intercalam os bancos, mais rijos e compactos, de calcários e calcarenitos, por vezes constituídos quase exclusivamente, por conchas ou por moldes de conchas.

O balanço atingido por uma consola depende, entre outros factores, da espessura da camada rija posta em saliência pela erosão diferencial. As sub-escavações mais profundas observam-se sob uma espessa bancada calcária, compacta, em regra com 6 a 7 m de possança, chegando a atingir 8,8 m entre Boca do Vento e Fonte da Pipa. Aí, a bancada apresenta-se extremamente fossilífera nos 2,3 m inferiores tornando-se, nos restantes 6,5 m, menos rica em fósseis e menos compacta. A referida bancada encontra-se em consola que, nalguns locais, atinge 3 m de balanço. A fracturação é espaçada na ordem de vários metros e, na maior parte dos casos, corresponde a fendas de tracção abertas devido à descompressão sofrida pelo maciço por libertação de tensões laterais durante o contínuo recuo da parede escarpada. Tal como no caso referido, a grande maioria das descontinuidades que compartimentam as camadas rochosas da área têm orientação parietal, ou seja, sub-paralela à frente exposta do maciço. Existem ainda outras famílias de fracturas, também sub-verticais, oblíquas à face da escarpa e cuja intersecção no interior do maciço coloca em destaque cunhas rochosas em diedro.

A fracturação e as variações de resistência observadas de camada para camada justificam uma evolução que se resume, em toda a extensão do sector em referência, à rotura de blocos, colunas ou painéis de dimensões variadas mas, em regra, pouco representativas em relação à dos taludes, quase sempre a meia encosta e pouco perceptíveis ao nível do bordo superior. Por essa razão, e apesar dos numerosos testemunhos de desmoronamentos recentes espalhados pelos depósitos de vertente que descem sobre a margem, não foi possível identificar, por fotointerpretação, qualquer recuo de crista derivado apenas de causas naturais.

A ocorrência escolhida para análise do respectivo mecanismo de rotura envolveu a grande consola intermédia acima referida (**Foto 6.2**). As razões da sua escolha prendem-se, essencialmente, pelas dimensões envolvidas e pela acessibilidade dos terrenos afectados, possibilitando uma observação pormenorizada da estratigrafia, já descrita, aliás, por **Antunes (in Pais, 1981)**. No **Anexo IV.1**, apresenta-se um corte litológico da frente de escarpa afectada pelo movimento, interessando as camadas observáveis a partir dos aterros que se encontram, presentemente, encostados ao talude. No corte localizam-se as camadas de onde se obtiveram as amostras que foram sujeitas a ensaios laboratoriais (Amostras FP-S_i, no caso dos terrenos siltosos e amostras FP-R_i, no caso dos calcários margosos e arenosos). As dimensões da cicatriz deixada no talude pelo movimento (**Fotos 6.1 e 6.3**) foram medidas com o rigor possível tendo por base o conhecimento das cotas de determinados pontos de referência, e obtidas da carta

aerofotogramétrica de Almada na escala 1:1 000, e em medições directas com auxílio de uma corda marcada de metro a metro, lançada a partir de um mirante implantado no topo da escarpa.

A **Fig.6.1** apresenta a geometria do bloco deslocado, reconstituído com base naquelas medições, e no qual se determinou graficamente a respectiva massa. Nesta determinação, tiveram-se em conta as espessuras das diferentes litologias e respectivos pesos específicos. A zona de calcários foi subdividida em duas partes: a inferior, com 2,3 m de espessura e peso específico aparente seco de $20,4 \text{ kN.m}^{-3}$ e a superior, com 6,5 m e $\gamma_d = 18,8 \text{ kN.m}^{-3}$, valores correspondentes às médias determinadas para os provetes que foram sujeitos a ensaios de resistência em tracção (ver **Quadro 5.5**). A massa deslocada incluíu, na base e no topo, terrenos siltosos aos quais se atribuiu um valor de γ_d de $17,0 \text{ kN.m}^{-3}$.

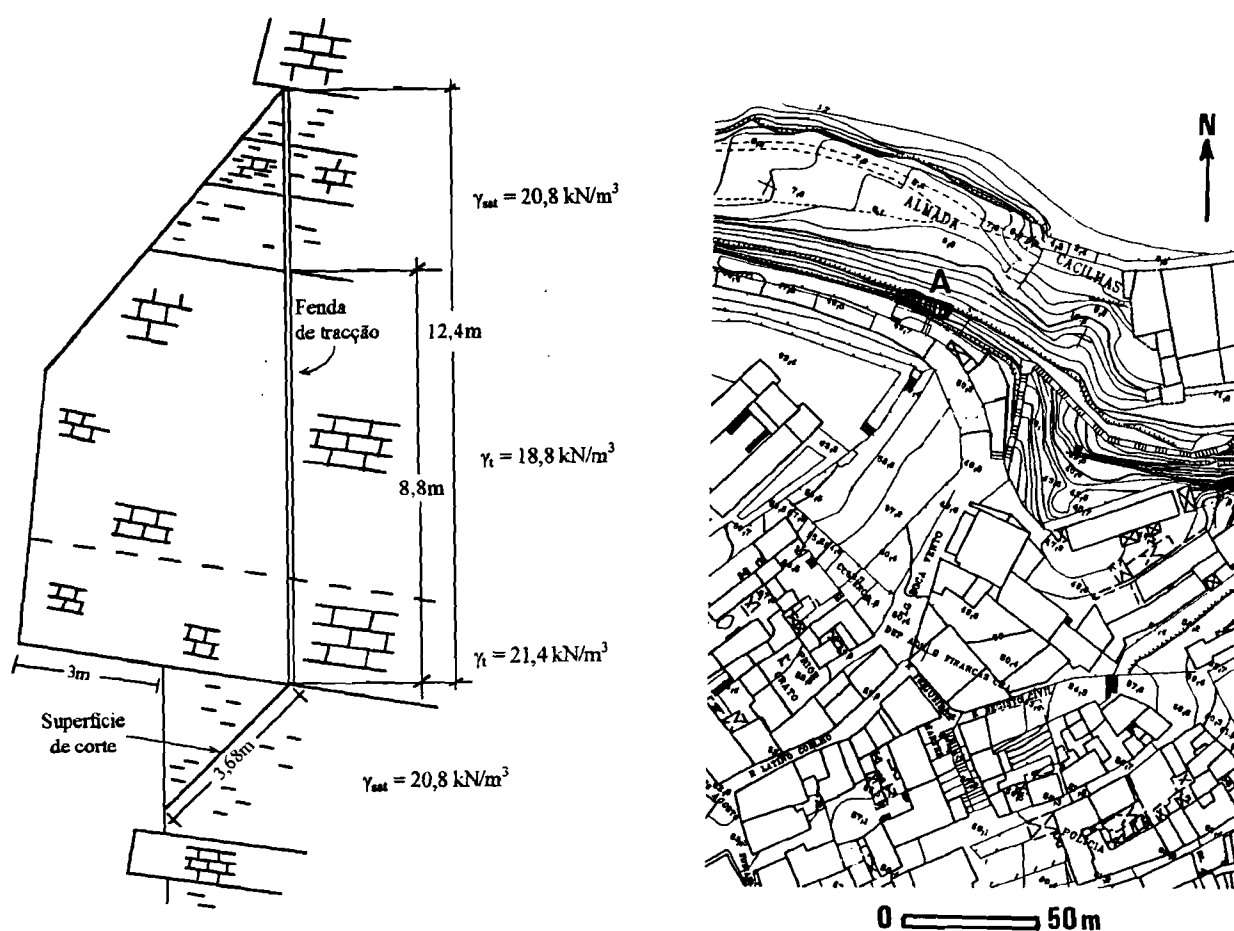


Figura 6.1 - Desmoronamento de Janeiro de 1996 entre Boca do Vento e Fonte da Pipa. Perfil transversal do bloco movimentado e localização (A) da ocorrência (trecho da carta aerofotogramétrica de Almada na escala 1:1 000).

Na altura em que se deu o movimento, o bloco já se encontrava totalmente destacado, tanto à retaguarda, por fenda de tracção parietal de grande continuidade, como lateralmente, pela

ausência de qualquer confinamento do lado oeste, devida a um desmoronamento precedente e por uma fractura bastante aberta, no lado este, orientada perpendicularmente à face livre da escarpa. As **Fotos 6.1 e 6.3** provam que esta fenda já existia, o que se pode verificar pela intensa coloração alaranjada devida à oxidação originada por circulação de água.

Após a rotura, a camada siltosa sobre a qual o bloco calcário assentava, de frente livre originalmente sub-vertical, apresentava um declive de 45° (ver **Foto 6.3**). Tal pode significar que o bloco, já totalmente separado do maciço circundante, se moveu devido a rotura por corte dos siltes sobre os quais ele assentava. A instabilidade ocorreu em finais de Janeiro de 1996, num período de chuvas intensas. A coluna de água que então se terá formado ao longo da fenda parietal, poderá ter tido papel relevante na instabilização ao impôr pressões hidrostáticas de encontro à parede interior do bloco.

Os siltes que suportavam toda aquela massa rochosa caracterizavam-se pelos seguintes valores médios de limites de consistência: W_L : 38 %; W_P : 22 %; IP : 19 % (médias dos resultados obtidos em seis amostras). O teor de humidade de algumas amostras, determinado poucos dias após a ocorrência, variava de 21 % a 24 %. Contrastando com as restantes amostras recolhidas na região em estudo, nenhuma das que o foram no local em referência acusaram qualquer teor em carbonatos, não se tendo verificado, em todas elas, o mais pequeno sinal de efervescência sob acção de HCl diluído a 10 %.

De duas das amostras retiradas da camada siltosa subjacente aos calcários margosos, obtiveram-se os seguintes parâmetros resistentes em ensaios de corte directo de provetes talhados segundo a orientação da superfície de corte observada no terreno:

Amostra FP-S7 - valores de pico: $c = 117,7 \text{ kPa}$; $\phi = 30^\circ$
valores residuais: $c_r = 0$; $\phi_r = 30^\circ$

Amostra FP-S8 - valores de pico: $c = 103,0 \text{ kPa}$; $\phi = 26^\circ$
valores residuais: $c_r = 0$; $\phi_r = 26^\circ$

Na análise de estabilidade do bloco reconstituído na **Fig.6.1**, admitem-se, à partida, as seguintes condições ocorrentes no momento da rotura:

- 1 - A fenda de tracção estava formada na totalidade e apresentava-se aberta;
- 2 - Os siltes que suportavam a consola tiveram que mobilizar a sua resistência de pico para resistir ao corte.

Utilizou-se como referência um modelo apresentado por **Hoek & Bray (1994)** que, se bem que mais simples geometricamente e interessando maciços rochosos homogêneos, corresponde a um mecanismo de rotura idêntico (**Fig.6.2**).

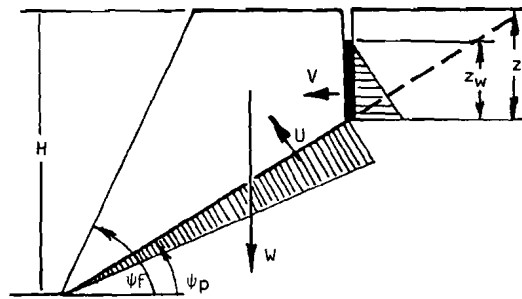


Figura 6.2 - Modelo geral de rotura planar assinalando as forças instabilizadoras. Adaptado de **Hoek & Bray (1994)**.

Nesse modelo, o factor de segurança é avaliado através da seguinte expressão:

$$FS = \frac{c.A + (W.\cos i - U - Pw.\sen i).tg \phi}{W.\sen i + Pw.\cos i} \quad (1)$$

Na qual:

- c e ϕ são os parâmetros resistentes do terreno que sofre rotura por corte;
- i é o declive do plano de rotura (ψ_p na **Fig.6.2**);
- A é o comprimento da superfície de rotura por corte ($A = (H - Z) \operatorname{cosec} i$, onde H é a altura do trecho de talude instável e Z a altura da fenda de tracção que delimita o bloco);
- W é o peso do terreno potencialmente instável;
- Pw é a pressão hidrostática ($Pw = 1/2.\gamma_w.z_w^2$, onde γ_w é o peso específico da água e z_w a altura de coluna de água na fenda);
- U é a força de impulsão da água actuante a partir do plano de rotura ($U = 1/2.\gamma_w.z_w.(H - Z).\operatorname{cosec} i$).

Supondo, em princípio, que no momento da rotura não havia incremento de pressões neutras nos siltes nem a fenda estava preenchida por água, a expressão (1) é simplificada para:

$$FS = \frac{c.A + (W.\cos i).tg \phi}{W.\sen i} \quad (2)$$

O peso do bloco instável foi calculado admitindo que a fracção rochosa não teria mais de 5 % de teor em água, obtido da média de teores de algumas das amostras recolhidas neste e noutros locais da área em estudo, o que daria para os calcários arenosos superiores um peso específico natural de $18,8 \text{ kN.m}^{-3}$ e para os calcários margosos inferiores um valor de $21,4 \text{ kN.m}^{-3}$ para a mesma característica. Admite-se para os terrenos silteosos um teor em água também obtido da

média dos valores determinados em laboratório: 22,3 %, o que dá um peso específico de 20,8 kN/m⁻³.

No equilíbrio limite (FS = 1) o numerador e o denominador da expressão (2) igualam-se. Resolvendo a mesma em ordem à coesão, tendo em conta valores diferentes de ϕ dentro dos valores extremos obtidos nos ensaios realizados bem como dos resultados de ensaios descritos em relatórios geotécnicos, calcularam-se os seguintes pares de parâmetros resistentes:

$$c = 101,3 \text{ kPa}; \phi = 25^\circ$$

$$c = 80,2 \text{ kPa}; \phi = 30^\circ$$

Todos os cálculos foram remetidos para o **Anexo IV.1** O primeiro par de valores é praticamente coincidente com o obtido a partir da amostra FP-S8. Porém, já o mesmo não acontece em relação à amostra FP-S7, o que permite inferir que, em certas zonas, os siltes eram capazes de mobilizar uma resistência ao corte superior. A ocorrência da rotura numa época de precipitação particularmente intensa leva a admitir quase como certa a existência de pressões hidrostáticas a partir da coluna de água no interior da fenda de tracção. Na **Foto 6.3** verifica-se que a consola se encontrava completamente destacada por uma fenda sub-vertical. Esta, prossegue por detrás do bloco em consola adjacente, o qual permaneceu na posição original por mais um ano e meio, vindo a desmoronar em meados de 1997. Anote-se que, ao contrário da ocorrência de 1996, na qual o bloco, após o impacto da queda, ficou transformado num amontoado de escombros de dimensão variada espalhados sobre os aterros, na de 1997 a massa deslocada ficou incólume, com a base da consola virada para o rio e a extremidade superior da mesma apontando para a escarpa, facto que confirmou o tipo de mecanismo deduzido para o movimento anterior, essencialmente por corte dos siltes que suportam a consola e não por tombamento desta em torno do seu contacto com aqueles.

Introduzindo nos cálculos o efeito da pressão hidrostática devido a uma altura de coluna de água correspondente à totalidade da fenda que separa o bloco em consola do resto do maciço (e desprezando o efeito da pressão neutra na camada siltosa), avaliaram-se os seguintes pares de parâmetros resistentes:

$$c = 313,8 \text{ kPa}; \phi = 25^\circ$$

$$c = 308,8 \text{ kPa}; \phi = 30^\circ$$

Os valores de coesão necessários para assegurar a condição de equilíbrio limite são cerca de três vezes superiores aos obtidos nas duas amostras ensaiadas em laboratório. Não correspondem, porém, aos parâmetros resistentes dos terrenos, mas a uma condição situada bem acima da resistência determinada. Os valores obtidos no cálculo sugerem que a rotura seria sempre muito provável face às condições do terreno, sendo perfeitamente admissível que a mesma se tenha

desencadeado sem ser necessário o preenchimento da fenda, a toda a sua altura, pela águas da chuva que escorriam pela face da escarpa.

Este tipo de movimento é característico na maior parte do Sector A, cuja evolução é comandada pela rotura de blocos rochosos de geometria variável, deixados em consola pela erosão diferencial. Nos depósitos de vertente e terrenos *in situ* meteorizados que recobrem o sopé de importantes trechos destes taludes, a existência de fendas de tracção e a forma tomada pelos troncos das árvores aí plantadas para travarem a progressão dos blocos em movimento, denota que aqueles terrenos se encontram em fluência. Se a sua inclinação aumenta, facto que, a curto prazo, só pode acontecer por acção humana, pode eventualmente ocorrer um escorregamento. Como exemplo local deste último tipo de movimento de massa, há a destacar um escorregamento ocorrido no Inverno de 1962-63 sobre as instalações da Sociedade Reparadora de Navios, Lda., no Ginjal, o qual afectou, de cima a baixo, um talude com 32 m de altura e cerca de 55° de inclinação (Teixeira Duarte, 1963; LNEC, 1963). A espessura do terreno escorregado foi, no máximo, de 1,6 m. Com base na sua própria experiência em relação a este tipo de terrenos soltos e na geometria da superfície de corte, aquelas entidades atribuíram os seguintes parâmetros resistentes para os referidos depósitos de vertente:

$$c = 18 \text{ kPa}; \phi = 20^\circ$$

Imediatamente a oeste da Quinta de Arialva, próximo do sopé do talude sob o monumento a Cristo-Rei, as perturbações no terreno induzidas pelas obras de construção de uma via de acesso ao longo da encosta e ligando aquela quinta à zona do Pragal, tiveram como consequência a rotura dos terrenos mais superficiais e seu escorregamento na direcção do Tejo. A via foi executada aquando das obras para a ponte (na primeira metade dos anos 60) e manteve-se em utilização pelo menos até 1978, data do último levantamento aerofotográfico analisado no qual a mesma ainda se mantém intacta. No levantamento de 1984, verifica-se que já se encontra interrompida.

Conforme se mediu na planta topográfica de Almada datada aproximadamente de 1958-59, anteriormente às obras da ponte, a vertente tinha cerca de 40° de inclinação nos 20 m sobranceiros à margem. Acima daquela altura tornava-se mais suave, com cerca de 20°. A forte inclinação do trecho inferior, justificava-se, pelo menos em parte, por aí aflorarem as camadas rijas do topo da unidade II ("areolas de Estefânia") e a unidade III ("calcários de Entrecampos"), constituindo uma pequena arribas fluvial. Após a construção da estrada, que incluiu escavações na encosta e lançamento dos terrenos na direcção do sopé, o declive geral do troço do talude passou a ser de 34° ou superior. Foi com este declive que se deu o escorregamento.

Pela observação das fotografias aéreas de datas mais antigas à da construção da estrada (1938, 1947 e 1958), verifica-se que o movimento se deu precisamente num local já instabilizado, uma

vez que, por aquelas fotografias, foi possível observar a progressão para montante de uma pequena escarpa de escorregamento. Deduz-se, pois, que os terrenos já se encontravam, pelo menos naquela zona, na sua resistência residual e que a construção da estrada mais não fez que perturbar ainda mais os terrenos meteorizados ou deslocados aí existentes.

6.2 - MECANISMOS DE ROTURA ENTRE PALENÇA E TRAFARIA

Em todo o Sector C de taludes a evolução é comandada, essencialmente, por escorregamentos dos terrenos siltosos *in situ*, ou dos depósitos de vertente que os cobrem, e que constituem, em grande parte, as vertentes sobranceiras ao Tejo ou às linhas de água que nele desembocam. Num segundo plano em termos de importância, a cedência e queda de blocos ou painéis rochosos das paredes do degrau intermédio devem também ser tidas em linha de conta. Os mecanismos deste segundo tipo de ocorrências, por serem idênticos aos descritos noutros sectores, e dada a pouca frequência com que aqueles ocorrem, quase sempre afectando volumes relativamente pequenos, não foram incluídos no presente estudo.

6.2.1 - Escorregamento em Porto Brandão

Em Dezembro de 1995 ocorreu, próximo de Porto Brandão, um escorregamento afectando um talude localizado na base da vertente oeste do vale. A **Fig.6.3** mostra dois perfis transversais que ilustram a forma do talude em duas épocas diferentes. O de maior largura, a traço contínuo,

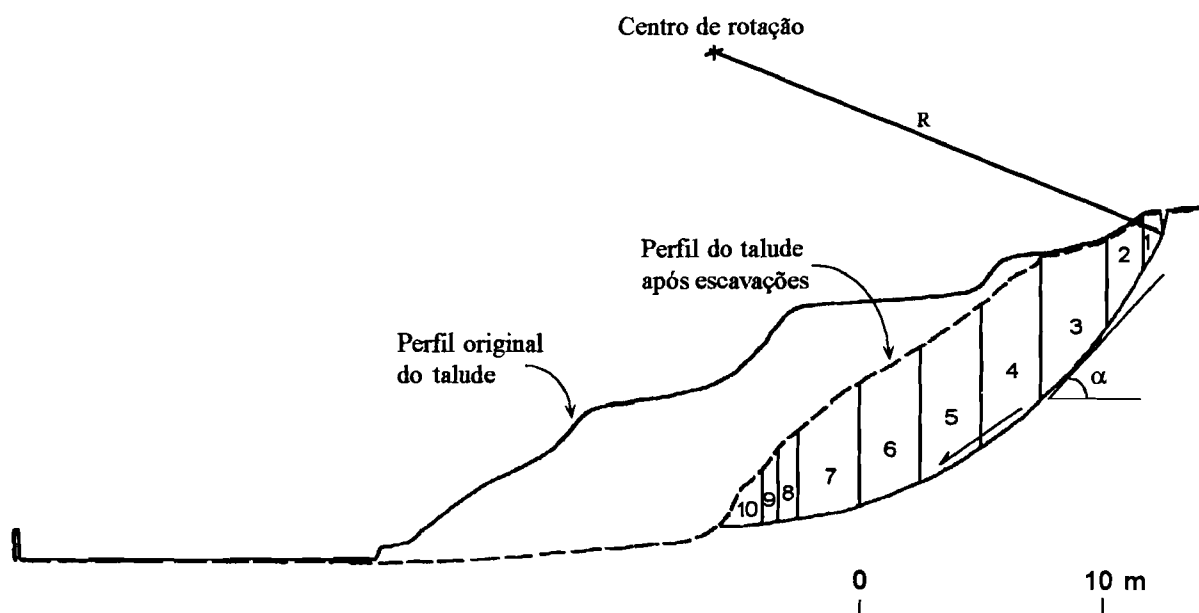


Figura 6.3 - Perfis transversais, anterior e posterior às escavações, do talude de Porto Brandão instabilizado.

foi obtido da carta aerofotogramétrica de 1976, na escala 1:2 000 e corresponde à situação original, anterior a trabalhos de escavação realizados para alargamento do terreno adjacente a um espaço desportivo. O outro perfil, a tracejado, provem da carta aerofotogramétrica editada na escala 1:1 000 em 1995. Com essas escavações, o sopé recuou cerca de 12 a 13 m em relação à sua posição original, tendo o talude adquirido uma inclinação geral de 40°, enquanto que, anteriormente, o declive geral rondava 24° não ultrapassando, na zona inferior, 30° a 31°.

Como se evidencia na **Fig.6.3**, o talude original, ou seja, anterior às escavações apresentava um perfil transversal escalonado em socacos pelos trabalhos agrícolas. O aumento da sua inclinação devido a essas escavações poderá justificar, em parte, o facto da rotura ter ocorrido pouco tempo após se ter iniciado um período de fortes chuvadas que culminou, a partir de meados de Janeiro de 1996, com o desencadeamento de diversas ocorrências de movimentos de massa não só na área em estudo como noutros locais da região da Grande Lisboa, tanto a sul como a norte do Tejo.

O movimento afectou terrenos relativamente homogéneos do ponto de vista litológico, predominantemente siltosos, pertencentes à unidade IVa de Cotter. Entre as camadas siltosas, ocorriam algumas intercalações decimétricas mais carbonatadas, ricas em moldes de conchas. O facto de se tratar de um talude resultante de escavações muito recentes, justificou a quase total ausência de recobrimento de depósitos de vertente sobre o material *in situ*. Por seu lado, a estratificação, sendo perpendicular à direcção da vertente, favorecia a estabilidade.

Contudo, e como é típico nestes terrenos sobreconsolidados, que sofreram forte descompressão ao serem postos a descoberto pelo encaixe de uma linha de água, apresentam-se compartimentados por densa rede de fissuras, em grande parte orientadas paralelamente à face do talude (**Fig.6.4**).

A fissuração foi importante para permitir o rápido encaminhamento das águas da chuva para o interior deste tipo de terreno de muito baixa permeabilidade. Por outro lado, os níveis de conchas, sendo zonas de percolação preferencial através do interior do maciço, representam pequenos aquíferos que são susceptíveis, no caso de elevação dos níveis piezométricos, de criarem sub-pressões importantes de encontro aos siltes que os confinam e provocar a ocorrência de pressões neutras elevadas. Estes últimos revelaram grande homogeneidade de características físicas tendo em conta os resultados dos ensaios laboratoriais sobre cinco amostras colhidas em diferentes pontos da ocorrência, tanto nos terrenos deslocados como na superfície de escorregamento. Obtiveram-se os seguintes valores médios de limites de consistência: W_L : 40 %; W_P : 21 %; IP: 19 %. O peso específico aparente seco, avaliado para três amostras, varia entre 16,4 e 17,0 kN.m⁻³. O teor em água no estado próximo do saturado, obtido de amostras recolhidas imediatamente após remobilização do movimento, foi de 29 %.

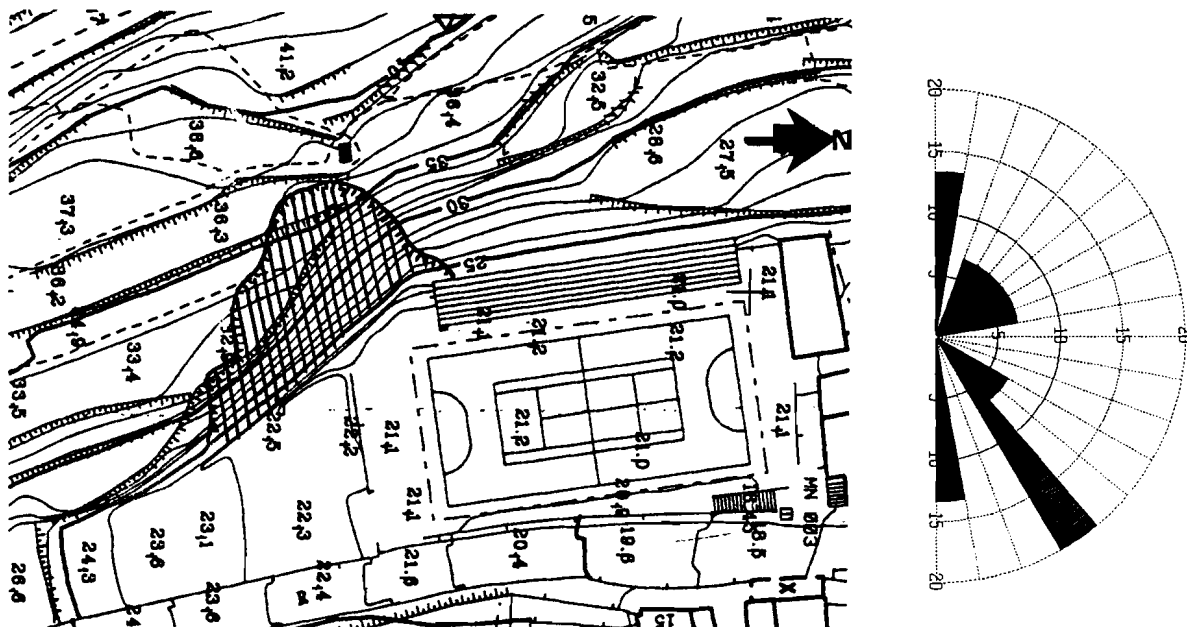
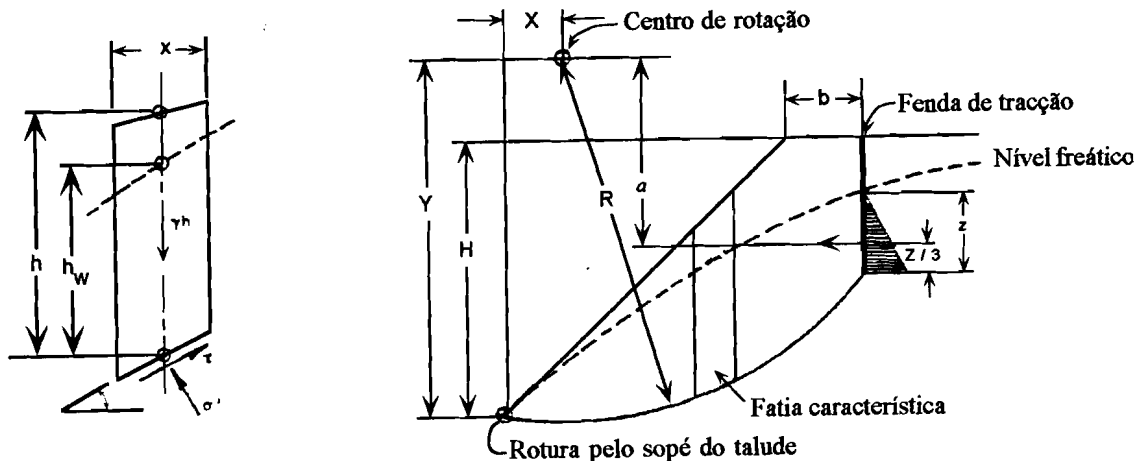


Figura 6.4 - Localização do escorregamento de Porto Brandão (excerto do levantamento aerofotogramétrico de Almada na escala 1:1 000, 1995). Orientações da fissuração.

Os parâmetros de resistência, muito baixos, foram avaliados com base em ensaios de corte directo (velocidade de ensaio: $0,12 \text{ mm.min}^{-1}$) de amostras orientadas, retiradas da superfície de escorregamento (amostra PB-S6). Os parâmetros de pico obtidos ($c = 12,2 \text{ kPa}$; $\phi = 34^\circ$) caem dentro do intervalo de valores referentes a três amostras silto-argilosas sujeitas a ensaios descritos num relatório versando a caracterização geotécnica de terrenos da mesma unidade na vertente oeste do vale da Banática: $c = 3,9 \text{ kPa}$ a $17,7 \text{ kPa}$; $\phi = 32^\circ$ a 39° . Na situação de corte residual, aqueles parâmetros baixaram para: $c_r = 0$; $\phi_r = 27,5^\circ$.

Da observação da superfície deixada no terreno pelo movimento (**Fotos 6.4 e 6.5**) concluiu-se que o plano de rotura se apresentava nitidamente curvilíneo com concavidade virada para cima, podendo ser interpretado como aproximadamente circular. A superfície de rotura terá sido encaminhada, pelo menos no seu trecho superior, pela densa fissuração atrás referida. Apesar daquela se encontrar totalmente colmatada nos dois terços inferiores pelos terrenos deslocados, avaliou-se uma profundidade máxima de terrenos afectados da ordem de 5 m. O trecho de talude interessado pela ocorrência tinha cerca de 15 m de altura desde a crista da escarpa de topo até ao sopé da vertente de escavação, o qual coincidia com o limite inferior do plano de escorregamento

(escorregamento singular com rotura do sopé, segundo a classificação de **Hutchinson, 1988**). Ao todo, a vertente afectada pelo movimento apresentava uma área em planta de cerca de 540 m². As características geométricas da superfície de rotura permitiram adoptar, na análise de equilíbrio limite, o método simplificado para superfícies de escorregamento circulares da autoria de Bishop, a fim de tentar compreender as condições em que se deu a rotura. Os cálculos, apresentados no **Anexo IV.2**, foram realizados em computador seguindo método proposto por **Hoek & Bray (1994)** e reproduzido na **Fig.6.5**.



Nota : o ângulo α é negativo quando a fatia escorrega para cima.

$$\text{Factor de Segurança: } FS = \frac{\sum X}{\sum Z + Q}$$

As condições seguintes devem ser satisfeitas para cada fatia:

onde:

$$X = [c' + (\gamma_h - \gamma_w \cdot h_w) \cdot \tan \phi] \cdot \Delta x / \cos \alpha$$

$$Y = \tan \alpha \cdot \tan \phi$$

$$Z = \gamma_h \cdot \Delta x \cdot \sin \alpha$$

$$Q = 1/2 \cdot \gamma_w \cdot z_w^2 \cdot a / R$$

$$1) \sigma' = \frac{\gamma_h \cdot h - \gamma_w \cdot h_w - c' \tan \alpha}{1 + Y / FS} > 0$$

$$2) \cos \alpha (1 + Y / FS) > 0,2$$

Fig. 6.5 - Método das fatias de Bishop simplificado para análise de rotura circular em taludes constituídos por materiais com rotura definida pelo critério de Mohr-Coulomb. Adaptado de **Hoek & Bray (1994)**.

Admitindo o talude totalmente saturado nos instantes anteriores à rotura, e introduzindo no cálculo os parâmetros resistentes de pico avaliados em laboratório, verifica-se que aquele já se encontraria, nessas condições, francamente instável, com um factor de segurança (FS) de 0,68. Admitindo a situação oposta em termos hidrogeológicos, isto é, considerando o terreno totalmente seco, o factor de segurança sobe para 1,39.

Considerando o par de valores de ϕ e c obtidos em laboratório como representativo da resistência dos terrenos aquando do escorregamento, o nível freático teria de se encontrar entre aquelas duas situações extremas, ou seja, algures entre a superfície do talude e a superfície de escorregamento, posição compatível com observações descritas em relatórios geotécnicos sobre escorregamentos afectando os mesmos tipos de terrenos neste e noutros vales da área em estudo. Como foi atrás referido, este movimento desencadeou-se pouco tempo após o início das chuvadas que fustigaram o País no Inverno de 1995/96, depois de um ano de fraca precipitação. Aquelas foram particularmente intensas durante o intervalo de tempo que decorreu entre o princípio de Dezembro de 1995 e o fim de Janeiro do ano seguinte.

A precipitação aumentou de intensidade a partir de 1 de Janeiro e, só no decorrer da segunda metade desse mesmo mês é que se desencadeou a maior parte das diversas ocorrências de instabilidade de terrenos que se registaram na região. Assim, comparativamente com estas últimas, a diminuição da resistência por aumento das tensões intersticiais imposto pelas águas infiltradas durante a invernia, terá tido uma importância menor no caso do movimento em referência. O aumento das tensões de corte motivado pelas terraplenagens realizadas pouco tempo antes no local, e que conduziram ao aumento da inclinação do perfil do talude, poderá ser considerado o principal responsável pela rotura dos terrenos.

Admitiu-se um nível freático como se esquematiza na **Fig.6.3** e, com base nos parâmetros de pico obtidos, obteve-se um Factor de Segurança correspondente à situação limite ($FS = 1,003$). Nas mesmas condições de nível freático, calcularam-se os seguintes pares de parâmetros resistentes para a situação de equilíbrio limite:

$$c = 12,08 \text{ kPa}; \phi = 34^\circ$$

$$c = 16,32 \text{ kPa}; \phi = 30^\circ$$

Sendo improvável, com base nos resultados obtidos nos restantes ensaios de corte directo realizados e nos relatórios geotécnicos consultados, que o ângulo de atrito interno destes solos muito próximos da superfície e meteorizados, seja superior a 34° , o mesmo só poderá ser igual ou inferior àquele valor. Para as condições limite, e baixando o valor de ϕ em 4° , o correspondente valor de coesão mantêm-se muito baixo, próximo do obtido em laboratório.

Com o fim da época de chuvas, procedeu-se à limpeza das terras deslocadas, tendo o talude sofrido ligeiro reperfilamento (**Fig.6.6**). Durante o Inverno seguinte, o movimento foi reactivado. Este novo perfil do talude foi reconstituído a partir de medições no terreno executadas após esta segunda ocorrência.

A superfície de corte considerada foi obtida a partir da posição da escarpa de topo do escorregamento e continuou-se a considera-la tangente à cota do terreno plano defronte do sopé.

Uma vez que se tratou de uma reactivação do movimento, apenas se podia contar com resistência residual do terreno ao longo do plano de rotura preexistente. Verifica-se, com base nos mesmos cálculos efectuados para a situação anterior, mas utilizando os parâmetros residuais obtidos em

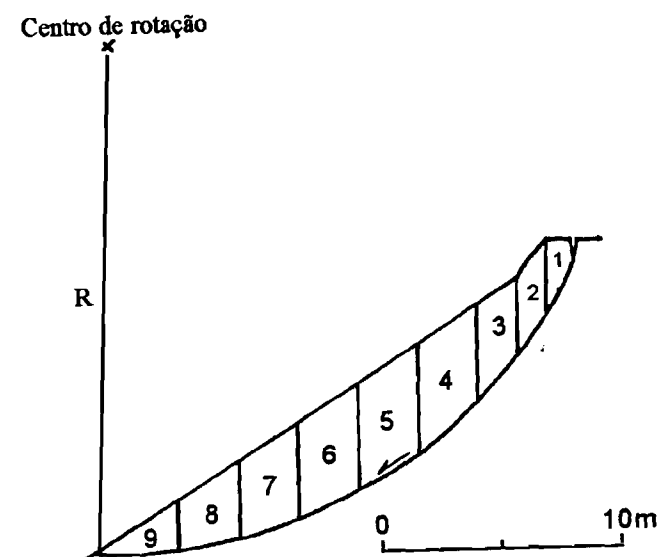


Figura 6.6 - Perfil transversal do talude após os trabalhos de saneamento das terras deslocadas pelo primeiro escorregamento.

laboratório, que se atinge uma situação de equilíbrio limite com o terreno não saturado. Tendo em conta este resultado, admitindo que existem alguns pormenores da geometria deste segundo movimento que não correspondem exactamente à realidade, não deixa de ser curioso e esclarecedor que a reactivação se tenha desencadeado assim que começaram a cair as primeiras chuvas.

A **Foto 6.6**, obtida também no vale de Porto Brandão, apresenta um exemplo de movimento de terrenos relativamente comum em todo o Sector C de taludes. Esse movimento, um escorregamento de crista, afectou terrenos soltos de depósito de vertente e siltes *in situ* meteorizados da unidade de Cotter IVa. O talude tem cerca de 25 m de altura e a sua grande inclinação, superior a 50°, é devida à presença, na metade inferior, dos "calcários de Entrecampos" (unidade III).

A rotura deu-se no seguimento às fortes chuvadas de Janeiro de 1996 (a ocorrência verificou-se no dia 31 desse mesmo mês). À saturação daqueles terrenos de muito baixa resistência juntou-se, neste caso, o efeito de alavanca das árvores e arbustos existentes na zona da crista, cujas copas terão sido violentamente fustigadas pelos ventos fortes que então se sentiram, transmitindo tensões de corte no terreno através das suas raízes.

6.2.2 - Escorregamento sobre a Estrada Nacional 377-1

Junto à estrada nacional que liga Almada à Trafaria, no troço entre Murfacém e aquela segunda localidade, existe um talude, exposto a sul, com cerca de 11° de inclinação. O declive referido termina abruptamente tanto do lado do sopé, onde se encontra cortado, desde os anos 30, por um talude de escavação variando em altura de 3 a 5 m e em frente do qual passa a Estrada Nacional 377-1, como do lado superior, onde o perfil dos terrenos se torna mais inclinado devido à presença de terreno mais resistente, calcário ou areno-calcário, pertencente às unidades de Cotter Va₃ e Vb. Na superfície mais suave atrás referida, ocorrem siltes argilosos ou arenosos da unidade Va₂, aos quais se sobrepõe uma camada de depósitos de vertente.

Durante as fortes chuvadas do Inverno de 1995/96, desencadeou-se um escorregamento, inicialmente através de uma língua de terrenos com cerca de 100 m de comprimento por 30 m a 40 m de largura, que avançou sobre a estrada atingindo-a alguns decímetros acima da cota da razante (**Fig.6.7**). A morfologia do terreno escorregado (**Fotos 6.7, 6.8 e 6.9**), numa sucessão de blocos separados entre si por grandes fendas e dispostos ora em "graben" ora em "horst" de direcção normal ao sentido do movimento, permite classificar a ocorrência como um escorregamento translacional de terras em blocos.

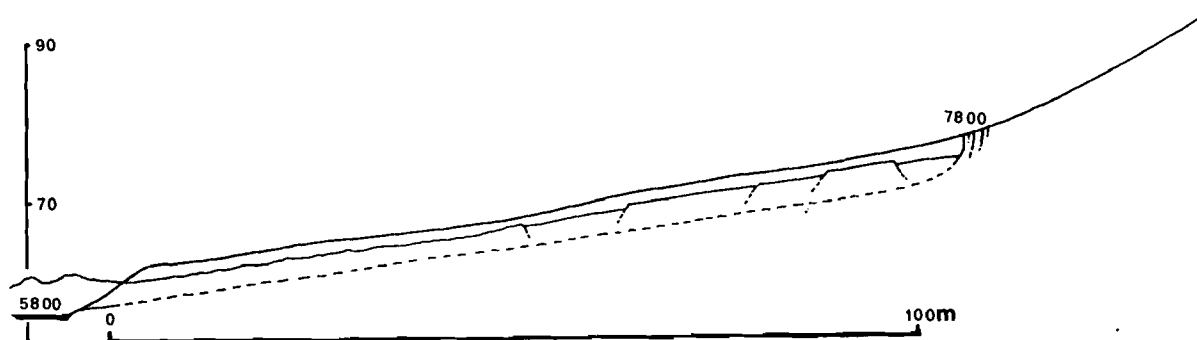


Figura 6.7 - Perfil transversal do escorregamento sobre a Estrada Nacional 377-1.

A perda de apoio lateral dos terrenos circundantes, devido ao abaixamento generalizado da zona escorregada, instabilizou estes últimos provocando, numa segunda fase, o alargamento da zona instável o que se materializou pelo prolongamento lateral da escarpa de topo do escorregamento para ambos os lados da primeira ocorrência. Assim, de pouco mais de 3 000 m² inicialmente, a ocorrência passou a interessar mais de um hectare de vertente, tendo a sua rápida progressão remontante sido travada pela presença, alguns metros mais acima, do afloramento de terrenos mais resistentes que formam a pequena colina atrás mencionada (**Fig.6.8**).

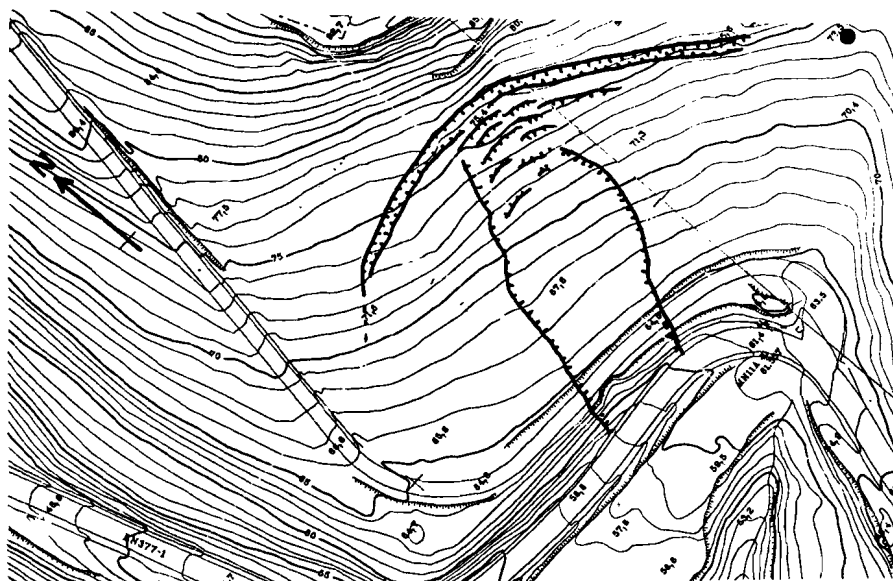


Figura 6.8 - Área afectada pelo escorregamento sobre a Estrada Nacional 377-1 (Esc.1:2 000). Base topográfica obtida da carta aerofotogramétrica de Almada na escala 1:1 000 (1995). O círculo a carregado no vértice superior direito da planta localiza o poço referido no texto

Um pouco a sul do referido talude existe um poço que, no Verão anterior, se apresentava com água a cerca de 1 m abaixo da superfície do terreno circundante. Na altura da ocorrência, o nível de água coincidia com a cota da boca.

Pela observação da morfologia do movimento, tanto junto à escarpa de topo como na berma da estrada sobre a qual os terrenos avançaram, verifica-se que a ocorrência interessaria apenas os depósitos de vertente e, quanto muito, as zonas superiores mais descomprimidas dos terrenos *in situ*, silto-argilosos subjacentes, cobertos por aqueles depósitos. Os registos de algumas das sondagens realizadas no local (SEG, 1996) parecem confirmar os resultados das observações feitas no campo: os depósitos de material solto não deverão ter, em média, mais de 4 m nem menos de 3 a 3,5 m em quase toda a vertente, facto que permite interpretar esta ocorrência segundo um modelo de rotura planar em talude "infinito". O corte realizado junto à estrada, ao retirar todo o confinamento de sopé do talude à camada superficial constituída por depósitos de vertente, reforça a validade deste modelo.

Quatro amostras de depósito de vertente foram sujeitas a ensaios de identificação. Todas elas revelaram ser siltes margosos, variando os respectivos limites de consistência do seguinte modo: W_L : 29 % a 35 % e W_P : 20 % a 24 % . Obtiveram-se índices de plasticidade entre 6 % e 15 %.

De uma amostra recolhida no pé do escorregamento, junto à estrada, obteve-se um teor de humidade de 30 %. Neste mesmo local retiraram-se três amostras de terreno *in situ*, igualmente silte margoso, um pouco mais plásticas que os materiais soltos: W_L : 38 % a 47 %; W_p : 20 % a 22 %; IP : 18 % a 25 %. O peso específico aparente seco destas três amostras correspondeu, em duas delas, aos valores normais obtidos para a generalidade dos siltes amostrados independentemente da sua origem ($16,4 \text{ kN.m}^{-3}$ e $16,9 \text{ kN.m}^{-3}$), mas, numa terceira (MT-S7), ficou sensivelmente abaixo daqueles valores ($14,5 \text{ kN.m}^{-3}$). O teor em água desta última estava em 26 %. A coloração castanho-amarelada da referida amostra, enquanto as outras se apresentavam acinzentadas, bem como as diferenças observadas nos índices determinados (é a que apresenta o menor limite de liquidez e o menor peso específico seco), acusam um maior grau de meteorização relativamente às outras duas, apesar da proximidade dos locais de onde as três amostras foram obtidas.

Apenas desta amostra de características diferenciadas foi possível talhar provetes para se efectuar um ensaio de corte directo. Deste, obtiveram-se os seguintes parâmetros resistentes, característicos de um terreno fortemente descomprimido:

Parâmetros de pico: $c = 10,8 \text{ kPa}$; $\phi = 24^\circ$

Parâmetros residuais: $c_r = 0$; $\phi_r = 23^\circ$

Admite-se para a generalidade dos terrenos escorregados um peso específico aparente seco idêntico ao obtido para aquela amostra, o qual corresponderá não só ao da generalidade dos terrenos *in situ* mais superficiais e intensamente meteorizados, como ao dos depósitos de materiais soltos que os recobrem. Com as devidas reservas, pelo facto destes últimos serem, em regra, muito heterogêneos, apresentando características físicas variáveis de ponto para ponto, refira-se que quatro ensaios *in situ* em depósitos de vertente pelo método da garrafa de areia, forneceram valores de peso específico seco entre $13,5 \text{ kN.m}^{-3}$ e $14,8 \text{ kN.m}^{-3}$.

Na situação mais instável, quando o terreno mais superficial se encontra totalmente saturado e com percolação paralela à superfície (Fig.6.9), a expressão do factor de segurança é:

$$FS = \frac{c + \gamma' \cdot d \cdot \cos^2 i \cdot \tan \phi}{\gamma_{sat} \cdot d \cdot \cos i \cdot \sin i} \quad (3)$$

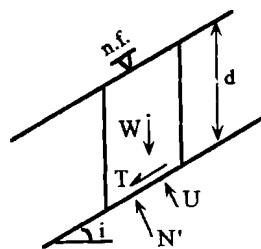
sendo:

γ' e γ_{sat} , respectivamente, os pesos específicos submerso e saturado do terreno instável;

d , a profundidade da superfície de escorregamento;

i , a inclinação da superfície topográfica e, portanto, também da superfície de escorregamento.

Figura 6.9 - Fatia elementar com as forças actuantes num talude "infinito" totalmente saturado e com percolação paralela à superfície.



Foram calculados os seguintes pares de valores de resistência de pico para a condição de equilíbrio limite (**Anexo IV.3**):

$$c = 10,8 \text{ kPa}; \phi = 17,5^\circ$$

$$c = 1,7 \text{ kPa}; \phi = 20^\circ$$

isto é, valores mais baixos que os parâmetros de pico determinados laboratorialmente. Ao elevar o ângulo de atrito obtido no primeiro par de valores em 20 %, para um valor ainda longe do correspondente à amostra ensaiada, a coesão decresceu em quase 85 %, tornando-se quase inexistente.

O terreno deveria encontrar-se, no momento da rotura, na sua resistência residual. Este facto parece ser confirmado pela sua fraca inclinação, derivada de uma intensa evolução tendente a atingir o perfil de equilíbrio nestes terrenos deslocados ou altamente meteorizados. O aproveitamento de toda aquela área pelas práticas agrícolas mascarava qualquer evidência morfológica de instabilizações anteriores, ao mesmo tempo que confirmava um intenso remeximento das suas zonas mais superficiais. Por seu lado, os terrenos silteosos subjacentes ao manto de depósitos de vertente encontravam-se, como se verificou noutros locais da área em estudo, densamente fissurados, com abundantes "lisos" de aspecto espelhado sub-paralelos à estratificação. Estas fissuras, caracterizadas por uma resistência muito baixa ao deslizamento, são mais um factor a ajudar a percolação das águas subterrâneas provenientes da elevação dos níveis freáticos existentes ou da infiltração através da delgada camada de terrenos soltos que se sobrepõe àqueles siltes. A exposição da vertente para o quadrante sul, próxima do sentido de inclinação das camadas e, portanto da fissuração predominante era, por essa razão, muito favorável à instabilidade.

Admitindo, pois, o terreno na sua resistência residual, e uma vez que a coesão se anula, a expressão do factor de segurança passa a ser (**Anexo 6.III.2**):

$$FS = \frac{\gamma' \cdot \text{tg } \phi_r}{\gamma_{\text{sat}} \cdot \text{tg } i} \quad (4)$$

No equilíbrio limite ($FS = 1$), e resolvendo a equação em ordem a ϕ_r , determinaram-se os seguintes parâmetros resistentes: $c_r = 0$; $\phi_r = 22,7^\circ$;

valores praticamente idênticos aos determinados em laboratório, o que confirma o facto do escorregamento só ter sido possível com o terreno na sua resistência residual.

No Verão anterior à ocorrência, o poço, atrás mencionado, existente muito próximo da área afectada continha água até 1 m abaixo da cota do terreno circundante. Considerando essa profundidade (h) como a do nível freático no resto da vertente, o Factor de Segurança seria, nessa situação, de 1,29.

Com o nível freático a cerca de 1 m de profundidade, ou seja, 3 m acima da superfície de escorregamento, o talude encontrava-se francamente estável. Sendo a inclinação do talude diminuta, a rotura dos solos deslocados e/ou muito meteorizados que o cobrem só é possível em situações hidrológicas extremas. Se, pelo contrário, o declive geral fosse um pouco mais inclinado, para que houvesse rotura já não teria sido necessária a situação de nível freático coincidente com a superfície do terreno. Isso explica os casos de instabilidade em situações geológicas similares, com rotura aproximadamente ao longo do limite inferior dos depósitos de vertente, ou um pouco abaixo, e com níveis freáticos a certa profundidade, existentes noutros locais da área em estudo onde os declives gerais eram um pouco superiores. Como exemplos, refiram-se os escorregamentos sucessivos ocorrentes outrora nas vertentes oeste dos vales da Banática e de Porto Brandão interessando, respectivamente, 3 hectares e 2,5 hectares de terrenos (LNEC, 1964b e 1964d) e com declives gerais compreendidos entre 13° e 17° . No caso dos escorregamentos da encosta do vale de Porto Brandão, os depósitos de vertente apresentavam uma espessura média próxima de 3 m e o nível freático encontrava-se a profundidades de 1 m ou superiores.

6.3 - MECANISMOS DE ROTURA NA ARRIBA FÓSSIL DA COSTA DE CAPARICA

6.3.1 - Sub-sector com taludes de topo em terreno siltoso

A arriba fóssil inicia-se, em S. Pedro da Trafaria, por um talude com cerca de 18 m de altura e cerca de 30° - 32° de inclinação, essencialmente siltoso ou silto-argiloso contendo algumas intercalações carbonatadas, ricas em conchas (unidade Va_2 de Cotter). A zona circundante encontra-se densamente urbanizada com arruamentos e moradias. Inicialmente, dada a inexistência de rede de esgotos, a água de uso doméstico das referidas moradias era canalizada para fossas, a partir das quais percolava pelo interior do terreno. Esta terá sido uma das principais

razões que levaram, em Fevereiro de 1964, a uma primeira rotura dos terrenos, segundo descrição feita por LNEC (1976). Essa ocorrência atingiu duas moradias ainda em construção frente ao sopé e provocou a derrocada de uma pequena habitação implantada na crista do talude.

Em consequência disso, foram realizadas algumas obras de estabilização dos terrenos, as quais envolveram a construção de duas estruturas de suporte, uma no sopé, protegendo os logradouros das moradias aí implantadas (ver **Foto 6.10**) e a outra de encontro à zona da crista, no local onde esta formava uma escarpa com cerca de 3 m de altura (ver **Fotos 6.12 e 6.13**). Mais recentemente, após a ocorrência de alguns movimentos superficiais de terrenos do tipo escoamento de lamias, foi construído um terceiro muro a partir de uma banquetta com 4 a 5 m de largura, escavada ao nível do coroamento do muro inferior, e que ainda se observa por detrás deste último na **Foto 6.10**. Durante as chuvadas intensas do Inverno de 1995/96, o muro da crista, construído em betão não armado, cedeu parcialmente na sequência de um escorregamento afectando a encosta em cerca de 1 000 m² que fez avançar as terras de encontro a uma das moradias construídas a pouca distância do muro do sopé (ver **Fotos 6.10 e 6.11**). Este último nada sofreu para além do seu soterramento parcial pelos terrenos escorregados. O terceiro muro de suporte acima referido, localizado um pouco acima do sopé, sofreu ruína parcial pelo avanço da frente do escorregamento (**Fig.6.10**).

A escarpa de topo do escorregamento tinha, de início, 4 m de altura e, devido às forças de percolação impostas pela toalha freática na direcção do exterior, exurgente cerca de três metros abaixo da crista da referida escarpa, era notória a rápida desagregação do terreno exposto (**Foto 6.12**). Verificava-se, assim, uma rápida progressão remontante da escarpa superior do escorregamento, ameaçando de dia para dia duas pequenas habitações implantadas poucos metros mais atrás. Posteriormente, tendo-se dado início ao saneamento das terras que preenchiam o logradouro da moradia construída junto ao sopé, o movimento sofreu reactivação, tendo a altura da escarpa de topo aumentado para 5,5 m. A inclinação geral da parte visível da superfície de rotura variava do topo para a base, desde cerca de 70°-80° nos 4 m superiores a 50°-60° nos 1,5 m inferiores.

Estes elementos, conjuntamente com o conhecimento da zona inferior do talude afectada pelo movimento, permitiram definir com reduzida margem de erro a posição da superfície de escorregamento. No perfil interpretativo do movimento (**Fig.6.10**), põe-se a hipótese da massa escorregada ter, no máximo, uma espessura de cerca de 6,5 m na zona da crista do talude, diminuindo esta progressivamente na direcção do sopé. Tendo em conta a área aproximada de vertente afectada pelo escorregamento, cerca de 1 000 m², admitindo para a profundidade da superfície de rotura uma média de 4 m e um peso específico natural da ordem de 20 kN.m⁻³, pode-se avaliar a massa deslocada em cerca de 8 000 toneladas.

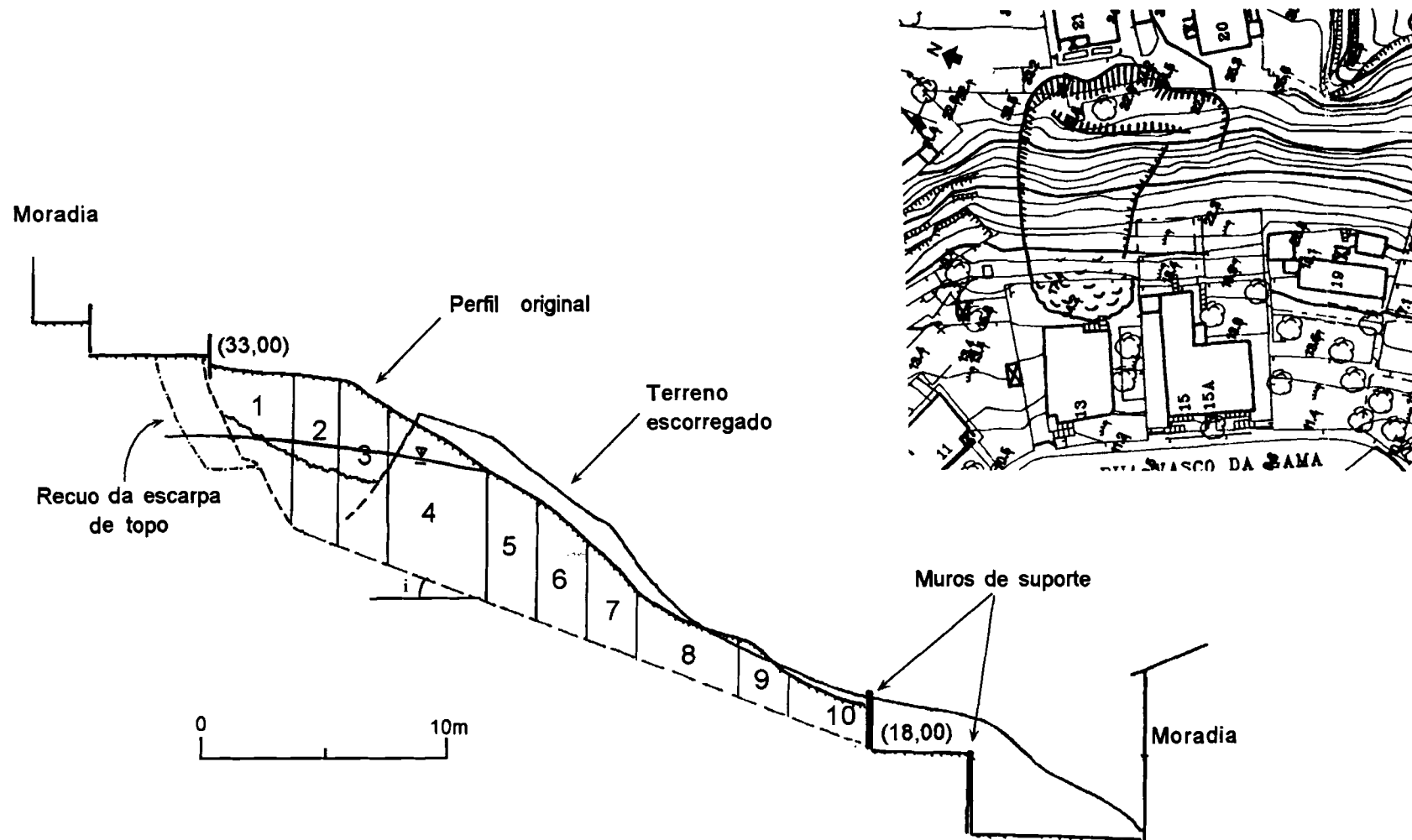


Figura 6.10 - Planta na escala 1:1000 (obtida da carta aerofotogramétrica de Almada, na mesma escala, 1995) e perfil interpretativo do escorregamento de S. Pedro da Trafaria.

Dois furos de sondagem executados atrás da crista do talude acusaram a existência de nível freático a 3 m de profundidade, facto que se confirmava pelas numerosas exsurgências que brotavam da parede da escarpa de topo do escorregamento e que iam empoçando numa grande depressão formada pelo abatimento de um trecho da crista, estendendo-se entre aquela escarpa e os terrenos deslocados para diante (**Foto 6.13**).

A superfície de corte atravessa siltes margosos cinzento-esverdeados pertencentes à unidade Va₂ de Cotter, com alguns horizontes ricos em moldes de conchas. Uma amostra recolhida menos de 48 horas após a ocorrência (amostra SPT_r-S1) forneceu os seguintes limites de plasticidade: W_L: 45 %; W_P: 24 %; IP: 21 %. O peso específico seco foi o mais elevado de todos os que foram determinados no conjunto dos solos amostrados (17,3 kN.m⁻³) e o teor de humidade rondava 27 %. Da mesma amostra obtiveram-se os seguintes parâmetros resistentes:

Parâmetros de pico: $c = 24,5 \text{ kPa}$; $\phi = 33^\circ$

Parâmetros residuais: $c_r = 0$; $\phi_r = 28^\circ$

O abatimento em "graben" do bloco de terreno contíguo à escarpa de topo do escorregamento e a manutenção da verticalidade da vegetação rasteira que cobria o talude permitem interpretar o movimento em referência como um escorregamento actuante ao longo de superfície de rotura planar. O facto de se tratar de uma segunda ocorrência no mesmo talude leva a admitir que o terreno se achava na sua resistência residual.

Apesar do nível freático se ter estabilizado, após o movimento, a cerca de 3 m abaixo da crista da escarpa de topo, tal não anula o facto do terreno se encontrar totalmente saturado no momento imediatamente antes da ocorrência. O muro superior, que encostava à crista do talude, podia estar a funcionar mais como uma barragem às águas de percolação do que, apenas, como suporte das terras. Tal permitiu a criação de fortes pressões hidrostáticas de encontro ao muro e terrenos contíguos e uma percolação forçada na direcção do interior do maciço, vindo a possibilitar a reactivação de uma superfície de deslizamento eventualmente preexistente.

O talude afectado pelo escorregamento encontra-se no local onde termina suspensa uma linha de água de pequena extensão mas bem encaixada num valeiro em cuja cabeceira existe um poço. Na altura em que se deu a ocorrência, a água transbordava deste poço. A densa urbanização implantada no vale imediatamente a montante do talude instabilizado impediu que as águas de ocorrência superficial que descem pelo vale durante os períodos de chuva continuassem livremente a sua progressão até ao talude. Aquelas águas são conduzidas para a rede de esgotos de águas pluviais a partir das sargetas abertas nos arruamentos e, daí, infiltram-se no terreno através de possíveis roturas na referida rede.

Para a análise retrospectiva do movimento, mais uma vez a recente carta aerofotogramétrica de Almada na escala 1:1 000 revelou ser uma ferramenta imprescindível para uma correcta aferição da geometria da ocorrência. Os cálculos vêm apresentados no **Anexo IV.4**. O bloco potencialmente instável foi dividido em fatias a fim de facilitar a avaliação gráfica do volume envolvido e, por conseguinte, o peso da massa deslocada admitindo-a litologicamente homogénea. Este último aspecto corresponde a uma simplificação, uma vez que nas zonas mais superficiais, principalmente na zona da crista, o talude continha depósitos de vertente (ou aterros). Contudo, a pequena espessura daqueles no conjunto da massa deslocada permitiu desprezar o seu efeito que, quando muito, se restringiria a ligeiro decréscimo no peso total calculado para o terreno escorregado, não influenciando o valor dos parâmetros resistentes.

Com base na geometria do movimento tal como é interpretada na **Fig.6.10**, e admitindo, no momento da rotura, um nível freático passando 3 m abaixo da cota da crista do talude calcularam-se, na condição limite de estabilidade ($FS = 1$) os seguintes parâmetros resistentes residuais:

$$c_r = 0; \phi_r = 24,3^\circ$$

que correspondem a uma resistência friccional sensivelmente inferior à habitualmente esperada para este tipo de terrenos. Nos dias que antecederam a rotura, tinham irrompido surgências de água abundante e lamas em vários pontos da vertente, principalmente a partir do tardo do muro de suporte construído, mais recentemente, próximo do sopé. Ao mesmo tempo, num piso de betonilha por detrás da crista do talude (**Foto 6.12**), abriam-se (ou alargavam-se) fendas paralelas à direcção daquele. Estes factos testemunhados por habitantes locais revelaram-se de extrema importância, pois permitem admitir não só um brusco acréscimo da pressão neutra no interior do maciço como o aparecimento de fenda de tracção no topo do talude, a qual, pelas razões atrás expostas, poderia encontrar-se totalmente cheia nos momentos que antecederam a rotura.

Entrando em linha de conta com os efeitos da pressão hidrostática (P_w), correspondendo a uma coluna de água actuando a partir de uma fenda vertical com 6 m de profundidade, calculou-se o seguinte par de valores residuais para o terreno estabilizado:

$$c_r = 0; \phi_r = 29,6^\circ$$

Esta resistência residual é praticamente coincidente com a obtida laboratorialmente a partir de amostra recolhida no local ($c_r = 0; \phi_r = 28^\circ$).

Tentou-se verificar até que ponto o descalce do pé do talude, na zona imediatamente acima do muro de suporte inferior, poderia ter influído na rotura dos terrenos. A avaliação do volume de

terras retiradas foi relativamente fácil, uma vez que o seu saneamento, muito recente, tinha sido posterior ao levantamento aerofotográfico com base no qual se traçou a carta topográfica de 1995. Pelos resultados dos cálculos efectuados (**Anexo IV.4**), que tiveram em conta as duas hipóteses de características hidrológicas com que se fez a retroanálise do mecanismo de rotura, verifica-se que o entalhe executado junto ao sopé, à cota (18.00) (ver **Fig.6.10**) não deve ter imposto nenhum acréscimo de tensões de corte no interior do talude. Isto porque, para ambas as situações referidas, as condições de estabilidade mantiveram-se no limite, mesmo considerando o talude acima do muro de suporte inferior não modificado.

Independentemente das causas derivadas da acção humana, este pequeno trecho inicial do Sector E de taludes apresentava, pois, todas as condições para evoluir por escorregamentos a partir da crista. Noutros locais do mesmo sector, o mesmo mecanismo só se poderia verificar na zona sobranceira ao parque de armazenamento de combustíveis localizado, algumas centenas de metros mais a sul, em S. João de Caparica. Aí, o talude é muito mais alto, com morfologia mais complexa, sendo a zona da crista também constituída por camadas essencialmente siltosas, estas pertencentes à unidade VIa de Cotter ("argilas azuis de Xabregas"). Contudo, não foi possível observar qualquer evidência de escorregamentos afectando esses terrenos, nem no campo nem nos levantamentos aerofotográficos analisados. Tal se fica a dever a uma muito menor acção das águas subterrâneas e à inexistência de vales que conduzam as águas tanto superficiais como subterrâneas na direcção do talude. A evolução parece ser aí comandada por erosão simples pelas águas da chuva nas zonas menos inclinadas e pequenas desagregações nas zonas de maior declive.

Entre os dois trechos referidos, surge um talude de crista rochosa, formada por alternâncias de camada calcárias e areníticas com níveis de siltes ou areolas das unidades de Cotter Va₃, Vb e Vc que evolui tanto por quedas esporádicas de blocos a partir de camadas individuais em consola como por destaque de amplos painéis abrangendo todas aquelas litologias. Este último caso é perfeitamente observado em fotografia aérea, no levantamento de 1978. Por esta razão, este trecho de talude mais rijo e sub-vertical para o topo e mais brande e de menor declive para a base foi incluído no sub-sector de crista calcária que tem a sua maior expressão na zona de Sto. António de Caparica, entre a zona sobranceira ao parque de armazenamento de combustíveis e a via rápida IC 20.

6.3.2 - Sub-sector com taludes de topo em terreno calcário

Como se mencionou no Capítulo 4, a maior extensão dos taludes que conformam o Sector E (trecho setentrional da Arriba Fóssil da Costa de Caparica) é caracterizada por um perfil simples, crescendo a partir do sopé um segmento de declive variável, côncavo, e, por cima deste, uma faceta vertical, calcária a areno-calcária (ver, no referido capítulo, o perfil 16 da **Fig.4.10**). Ao

contrário do sub-sector anteriormente descrito, onde o principal mecanismo da evolução é caracterizado por escorregamentos pouco profundos ou ravinamentos desenvolvidos a partir de uma crista tendencialmente mais suave, neste, o destaque e cedência de painéis envolvendo a cornija rochosa superior, quase sempre em toda a sua altura, comanda a evolução do talude.

Assim, ao mesmo tempo que, no sub-sector anterior, os declives logo abaixo da crista se vão adoçando, formando aí uma superfície nitidamente convexa, no sub-sector em referência persiste um recuo de tipo paralelo na parte superior do talude, durante o qual a zona da crista, rochosa, se mantém vertical. Os terrenos subjacentes àquelas camadas rochosas, muito mais brandos e alteráveis devido à maior percentagem de minerais argilosos na sua composição, tendem a acompanhar o mesmo recuo, não possibilitando, pelo menos nas zonas mais altas, a acumulação de materiais deslocados. Estes, acabam por se depositar já próximo do sopé, de onde serão remobilizados pelas águas da chuva, por exsurgências a meia encosta ou pela actividade agrícola.

Próximo do limite entre as duas litologias dominantes, a superior rochosa e a inferior siltosa ou silto-arenosa, os fortes declives que esta última por vezes toma devem-se a duas razões essenciais: a primeira, devido a meteorização e escoamento por efeito do impacto directo das gotas da chuva e pelas águas exsurgentes nas camadas calcárias e areno-calcárias sobrejacentes e a segunda, devido a arraste de volumes importantes no seguimento de quedas de painéis ou colunas da cornija calcária.

A forte inclinação da generalidade destes taludes dificultou bastante o acesso directo aos locais de interesse para observar *in loco* as condições que levaram à rotura de blocos rochosos bem como a recolha de amostras para ensaios em laboratório. Pela segunda razão atrás apontada, o acesso torna-se totalmente impossível após a ocorrência do movimento.

Duas ocorrências mereceram particular atenção, tendo-se determinado as respectivas características geométricas e obtido, quando possível, amostras de locais considerados críticos.

6.3.2.1 - Desmoronamento de 1989

Em Junho de 1989 ocorreu, próximo da desembocadura da via rápida IC 20 na planície litoral da Costa de Caparica, um desmoronamento interessando um espesso painel de calcário e arenito que deixou uma cicatriz com 56 m de comprimento e cerca de 4,7 m de espessura máxima (**Fotos 6.14 a 6.16**). Pouco tempo após a ocorrência, a zona inferior das camadas calcárias, de cor amarelada, encontrava-se ainda saturada (**Foto 6.15**). Medições efectuadas no local a partir da crista mostraram ter essa zona húmida uma espessura entre 4,5 m e quase 6 m. Admitiu-se uma média de 5 m. Na **Foto 6.15**, é possível observar um alinhamento de vegetação arbustiva que se desenvolve na dependência da humidade existente na base da faceta vertical.

O painel deslocado interessou os 20 m de altura do trecho calcário e arenítico superior do talude (unidades de Cotter VIb, VIc e VIIa) e deixou no maciço uma superfície praticamente vertical. Nas camadas siltosas subjacentes (unidade VIa) mediu-se, onde foi possível, uma superfície rectilínea e estriada, com uma extensão de cerca de 12 m e uma inclinação média de 55°.

Antes da ocorrência, as formações calcárias encontravam-se em consola sobre os siltes. O contacto entre os calcários superiores e os siltes subjacentes delimita dois meios extremamente diferenciados do ponto de vista hidrogeológico. Os primeiros são muito mais permeáveis que os segundos e, por essa razão, toda a água que jorra mais ou menos permanentemente a partir desse contacto, facto observável em grande parte do mesmo talude para norte, está associada unicamente às camadas inferiores da formação calcária e confinado inferiormente pelos siltes.

Os calcários são, de um modo geral, bastante brandos e porosos, caracterizando-se, quando secos, por um peso específico médio de 16 kN.m⁻³. Quando saturados, a mesma característica física eleva-se para uma média de 18,7 kN.m⁻³, admitindo teores de humidade entre 15 % e 21 %. A resistência em tracção é muito baixa, variando de 0,40 MPa a 0,78 MPa, quando secos, e 0,10 MPa a 0,28 MPa, no estado saturado. Eventualmente surgem valores de σ_t no estado saturado um pouco superiores, como se veio a obter em amostras muito idênticas recolhidas algumas centenas de metros a norte do local em referência. Mas aí também se obtiveram outros materiais tão pouco compactos que foi impossível carotar as respectivas amostras para a preparação de provetes.

As amostras de siltes e siltes arenosos recolhidas para ensaio provieram de locais diferentes, porém respeitando o mais aproximadamente possível a mesma posição estratigráfica. Os pesos específicos secos, obtidos em quatro amostras, não se afastaram da generalidade dos valores determinados neste tipo de materiais para o resto da área em estudo. Pelo contrário, os limites de consistência, relativos a oito amostras, mostraram uma certa diversidade, com o limite de liquidez variando de 24 % a 43 %, e o índice de plasticidade entre 5 % e 22 %. Uma amostra, muito pobre em fracção de argila, foi classificada de não plástica. Tal como se verificou nos restantes grupos de amostras provenientes de vários pontos espalhados pela área em estudo, o limite de plasticidade é o que apresenta menores variações tendo-se obtido, em seis das oito amostras ensaiadas, valores de W_P circunscritos ao intervalo de 19 % a 23 %.

O teor em carbonatos, determinado em cinco amostras, pareceu relativamente constante, entre 8,2 % e 10 %. Tal como nos restantes grupos de amostras ensaiadas, não se observa qualquer relação entre os limites de consistência e o teor de carbonatos.

De duas amostras de siltes recolhidas próximo do contacto entre as unidades VIa e VIb, obtiveram-se, laboratorialmente, os seguintes parâmetros resistentes:

Amostra CC-S10 - valores de pico: $c = 58,9 \text{ kPa}$; $\phi = 33,5^\circ$
valores residuais: $c_r = 0$; $\phi_r = 33^\circ$

Amostra CC-S12 - valores de pico: $c = 56,9 \text{ kPa}$; $\phi = 26^\circ$
valores residuais: $c_r = 0$; $\phi_r = 24^\circ$

Verifica-se que ambas se incluem num intervalo de variação muito restrito em termos de coesão de pico mas não em termos de ângulo de atrito, reflectindo o facto da amostra CC-S10 ter uma componente arenosa superior.

A verificação do mecanismo que conduziu à rotura do painel rochoso passou por uma cuidada observação de fotografias efectuadas logo após a ocorrência (de que a **Foto 6.15** é um exemplo) e, alguns anos mais tarde, pela realização no campo de medições tanto a partir da crista como na zona de fronteira entre as duas litologias dominantes, facto tornado possível devido ao acamamento dos materiais desagregados e acumulados ao longo da vertente até à base da cornija superior.

O modelo geométrico mostrado na **Fig.6.11** foi concebido partindo das seguintes condições:

- 1) A parede da cornija calcária era perfeitamente vertical e rectilínea, como se depreende da **Foto 6.14**, efectuada um ano antes da ocorrência, e se confirmou em fotografias aéreas. A sua altura era, em média, de 20 m. A largura máxima do painel instabilizado teria 4,5 m.
- 2) O painel instabilizado apresentava-se parcialmente em consola tendo esta atingido, no mínimo, os mesmos 3 m que foram medidos nos trechos de escarpa rochosa adjacentes ainda não instabilizados. Por essa razão, a secção basal assente sobre os siltes não teria mais de 1,5 m de largura. O centro de gravidade do painel encontrava-se fora da base de sustentação, o que faz pressupor a possibilidade de esforços de tracção no desencadeamento da rotura do bloco.
- 3) Pelo menos parte das forças resistentes mobilizadas durante a instabilização podem ter tido origem na resistência à rotura por corte dos siltes subjacentes, o que é admitido com base no aparecimento de superfície plana e estriada, com cerca de 12 m de extensão e 55° de declive médio, cortando os siltes imediatamente abaixo do contacto entre estes e os calcários sobrejacentes.
- 4) No momento da rotura, os 5 m inferiores do painel em consola eram atravessados por um aquífero suspenso. As suas águas surgem ao longo do talude, naquela zona de fronteira entre meios de permeabilidade diferenciada, durante todo o ano com maiores ou menores variações de nível freático.

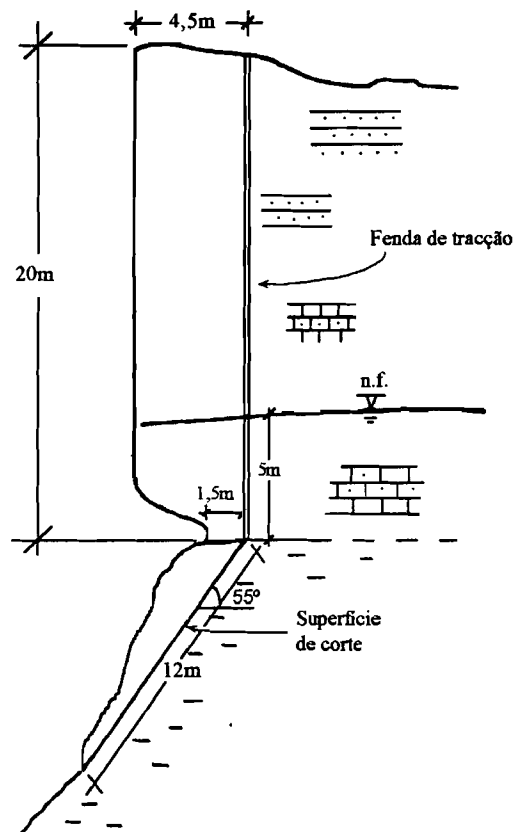


Figura 6.11 - Perfil transversal interpretativo do bloco destacado na ocorrência de 1989.

Os cálculos para a retroanálise do mecanismo de rotura encontram-se no **Anexo IV.5**.

Considerando os calcários e arenitos do bloco deslocado com um peso específico natural correspondente a um teor de humidade de cerca de 5 % nos 15 m superiores e saturado (cerca de 12 % de teor em água médio) nos 5 m inferiores, o peso total do bloco, considerando uma secção de espessura unitária e com 4,5 m de largura, será de 1 500 kN.

Pode-se começar por admitir um mecanismo idêntico ao que foi analisado para o trecho de escarpa entre Boca do Vento e Fonte da Pipa (Sub-capítulo 6.1). Resolvendo a expressão (2) em ordem à coesão e fixando o valor do ângulo de atrito dos siltes em 30° , equivalente à média dos valores resultantes de ambas as amostras retiradas no local, calculou-se, na situação de equilíbrio limite, o seguinte par de valores:

$$c = 61,0 \text{ kPa}; \phi = 30^\circ$$

valores compatíveis com os dos parâmetros resistentes obtidos nos provetes ensaiados em laboratório, cujos resultados foram atrás apresentados. Tal pode significar que a rotura por corte da zona mais superficial dos terrenos siltosos expostos na face do talude não basta para explicar o início do movimento uma vez que, nessas condições, o movimento dar-se-ia imediatamente, não sendo sequer necessária a presença de pressões hidrostáticas instaladas na fenda de tracção. Considerando por princípio uma fenda aberta na sua totalidade, justificada apenas pela descompressão por alívio das tensões laterais, o movimento teria forçosamente de ocorrer, o que dificilmente explica a manutenção de trechos de escarpa adjacentes formando consolas geometricamente muito semelhantes à que se encontra em análise.

De facto, nem se pode entrar em linha de conta com o efeito das águas infiltradas no terreno pois Junho de 1989, data em que se deu o desmoronamento, correspondeu a um mês de precipitação nula conforme se verifica nos registos obtidos das estações meteorológicas de Lisboa (IGIDL) e Oeiras (Sassoeiros). Pelo contrário, poder-se-ia justificar a rotura admitindo a secagem quase total do terreno, pelo menos ao longo dos 15 m superiores da fenda, tendo esta perdido alguma coesão aparente, que é devida à sucção capilar da água dos meniscos existentes entre partículas. Por secagem, há retracção da componente argilosa do material e anulação das pressões neutras negativas geradas ao longo das fissuras e outras discontinuidades preexistentes.

Contudo, é mais razoável admitir que a fenda não se encontraria totalmente formada e que o início do movimento se justificaria por cedência em tracção das zonas de maciço calcário ainda ligadas. Assim, no instante em que, por tracção, a fenda ficasse aberta na totalidade, o movimento seria inevitável.

Não se tendo encontrado, na bibliografia clássica sobre o tema que foi objecto de consulta, modelos de rotura por tracção que fossem aplicáveis em situações de equilíbrio limite, consideraram-se válidas, para o problema exposto, as expressões deduzidas por **Marques (1997)** para um modelo de bloco susceptível de tombar e nas quais se comparam a forças actuantes, instabilizadoras, com as forças resistentes. Estas últimas dependem somente, em termos mecânicos, da resistência à tracção do material que constitui o bloco. Contudo, e como o próprio autor admite, a verificação daquela resistência é muito dificultada pelo facto de, na maior parte dos casos, se desconhecer a extensão da fenda de tracção imediatamente antes do movimento, a altura da coluna de água na fenda (estando esta dependente da acessibilidade por parte da água da chuva) e a profundidade atingida pela sapa.

No caso em referência, conhecia-se com razoável aproximação os dois últimos aspectos, uma vez que a água que eventualmente existiria na fenda provinha de aquífero livre, correspondendo a espessura da zona húmida do maciço, bem visível após o desmoronamento, à altura máxima da

coluna de água. Por seu lado, a profundidade máxima da subescavação das camadas inferiores da comija calcária não seria muito diferente da de outras subescavações em zonas adjacentes.

Na condição de equilíbrio limite, o momento motor total é numericamente igual e de sentido contrário ao do momento resistente total ($M_M = M_R$) sendo o primeiro igual à soma do momento devido ao peso do bloco em consola com o momento devido à pressão hidrostática ($M_M = M_W + M_w$) e o segundo o somatório do momento resultante da resistência à tracção mobilizada ao longo da secção basal com o devido à resistência à tracção ao longo do plano da fenda atrás do bloco ($M_R = M_b + M_f$).

Voltando ao perfil apresentado na Fig.6.11, considerando o eixo de rotação no fundo de uma sapa com 3 m de profundidade e não entrando em linha de conta com a altura de terreno supostamente saturado, uma vez que se desconhece se a fenda, no momento anterior à rotura, interessava ou não aquela zona inferior do bloco em consola, o momento motor total corresponde, então, ao momento devido ao peso do bloco. Assim, vem que:

$M_W = W.b$ (sendo b o braço do momento) = 1 500 kN . 0,8 m = 1 200 kN.m (momento motor total).

Para o cálculo do momento resistente total:

$M_b = \sigma_t . l_b^2 . t / 2 = 1,125 . \sigma_t$ (sendo σ_t a resistência à tracção na base do bloco, l_b a largura da base de apoio do bloco e t a espessura unitária do mesmo). Por necessidade de resolução destes cálculos introduz-se aqui uma incorrecção: a de considerar a resistência à tracção ao longo da fenda, incluída na expressão seguinte, equivalente à mesma resistência na secção basal onde, como se sabe, o bloco calcário assenta sobre terrenos siltosos, cuja resistência à tracção é, em princípio, inferior. Contudo, devido à pequena largura da base de apoio, o resultado final será sempre, neste caso, de reduzida expressão, não influenciando grandemente o valor final do momento resistente total.

$M_f = \sigma_t . h^2 . t / 2$ (sendo h o comprimento de plano ainda não interessado pela fenda e ao longo do qual a resistência à tracção é mobilizada).

O equilíbrio de momentos escreve-se: $1\,200 \text{ kN.m} = \sigma_t . (1,125 + h^2 / 2) \text{ kN.m}$

Resolvendo esta equação em ordem a σ_t fica: $\sigma_t = 1\,200 / (1,125 + h^2 / 2)$

Se h fosse igual a 20 m, isto é, se a fenda se formasse de uma só vez por tracção ao longo de um plano vertical localizado atrás do bloco, o terreno seria caracterizado por uma resistência à tracção

média de cerca de 0,006 MPa, valor inferior em duas ordens de grandeza em relação à média obtida laboratorialmente para estes materiais no estado seco.

Admitindo uma fenda com 10 m de profundidade, restam outros 10 m para ser traccionados. Fazendo o mesmo cálculo para esta nova situação, a resistência à tracção necessária para o início do movimento sobe para 0,023 MPa. A diferença desce em uma ordem de grandeza, o que sugere que, caso não tenha havido enfraquecimento por rotura progressiva do trecho não afectado pela fenda de tracção, e admitindo que os valores obtidos em laboratório são representativos do maciço, a fenda seria ainda mais profunda. Considerando-a com 16 m, ou seja, a rotura ter de se dar ao longo de 4 m de maciço, a resistência à tracção necessária passa a ser de 0,13 MPa, dentro dos valores mais baixos obtidos em alguns provetes ensaiados no estado saturado. Admitindo que a fenda cresce de cima para baixo, a zona ainda não traccionada do maciço calcário corresponderia às camadas inferiores do mesmo as quais, como se observou após o movimento, se encontravam saturadas e, portanto, com a sua menor resistência à tracção.

Apesar de algumas simplificações necessárias para se avançar com estes cálculos, pode-se concluir que no momento da ocorrência do movimento, o bloco em consola já se encontrava parcialmente separado do resto do maciço por uma fenda de tracção com cerca de 16-17 m de profundidade. O movimento foi imediatamente precedido pela rotura por tracção dos 3-4 m que restavam para que o bloco pudesse rodar pela base e tombar.

O movimento pode-se ter dado de duas maneiras distintas (**Fig.6.12**).

a) Estando a fenda totalmente formada, o peso do painel destacado actuaria imediatamente nos siltes sobre os quais ele assentava. A força correspondente a esse peso (1 500 kN) concentrar-se-ia sobre aqueles terrenos, muito mais deformáveis, ao longo de uma estreita faixa que, no máximo, teria 1,5 m. Essa concentração de tensões compressivas induziria o esmagamento da zona de siltes adjacentes ao mesmo tempo que se formaria uma superfície de corte dirigida para fora do talude. Todos estes fenómenos teriam de ser suficientemente rápidos para que o painel que, como se verifica na **Fig.6.11**, se encontra desapoiado na vertical do centro de gravidade, não começasse a tombar. Este tipo de movimento é equivalente ao que se verificou na zona entre Boca do Vento e Fonte da Pipa.

b) Assim que a resistência à tracção da zona não traccionada do plano da fenda fosse vencida, o painel começaria imediatamente a tombar. O esmagamento, por compressão, dos siltes em contacto com a base de apoio do painel seria, porventura, muito mais intenso, mas não chegaria a haver rotura por corte dos siltes uma vez que o tombamento seria demasiado rápido. Nessas condições, pode-se pôr a hipótese da superfície plana que corta os siltes imediatamente abaixo da

secção basal da cornija calcária, ser devida a alisamento por fricção do bloco tombado ao deslizar na direcção do sopé da vertente.

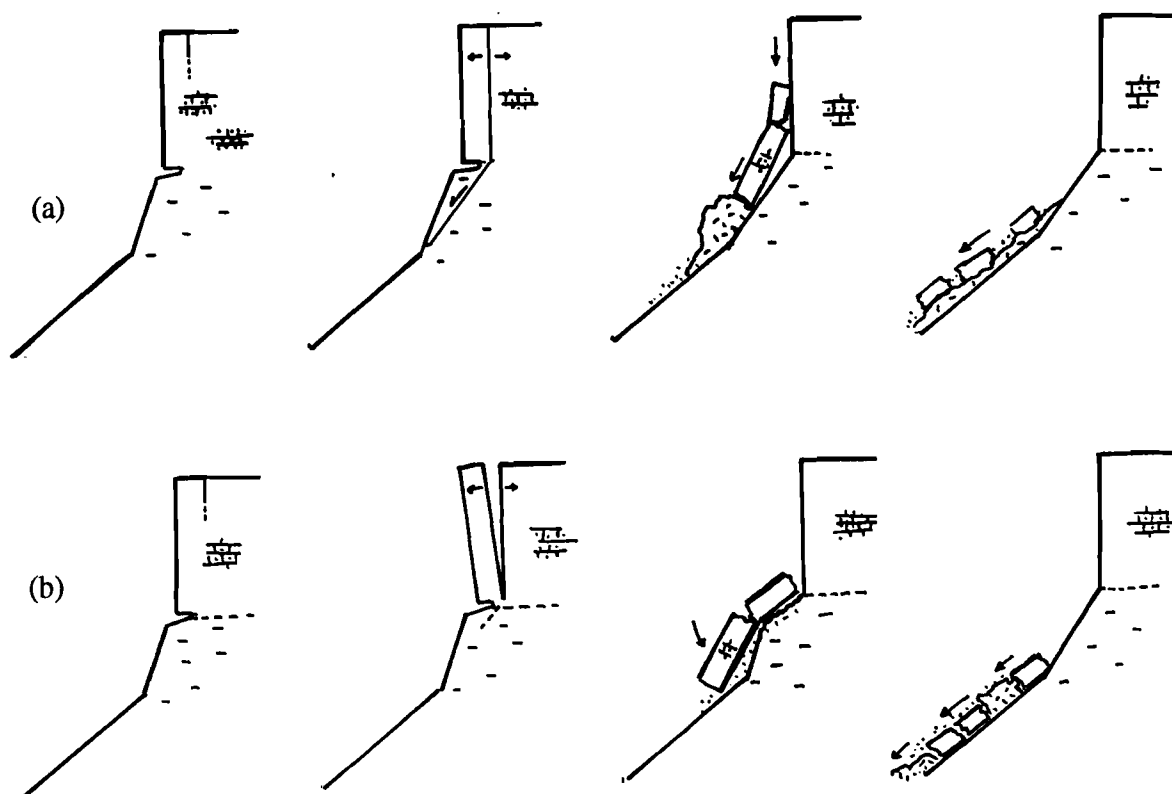


Figura 6.12 - modos possíveis de movimento do painel instabilizado logo após a rotura por tracção. a) rotura por corte dos siltes seguido de desagregação do bloco e rolamento dos detritos até ao sopé do talude; b) tombamento, seguido de arraste da zona mais superficial e descomprimida dos siltes à medida que o bloco se vai desagregando.

6.3.2.2 - Desmoronamento de 1998

Cerca de 500 m a norte do local do desmoronamento discutido no ponto anterior, a cornija de rocha carbonatada que constitui a parte superior do talude encontra-se muito reduzida, apresentando uma parede sub-vertical com apenas 8 m de altura. Em Fevereiro de 1998 ocorreu um desmoronamento a partir de um local onde, 10 anos antes, já se tinha registado outro (**Fotos 6.17 e 6.18**).

Conforme se observa nas **Fotos 6.19 e 6.20** e se esquematiza na **Fig.6.13**, o destaque do bloco deu-se segundo uma superfície complexa, formada por três planos: dois deles, sub-verticais, parecem corresponder a fendas de tracção distintas, cortando o maciço a distâncias diferentes em relação à frente do trecho escarpado; o terceiro plano une os dois primeiros com uma inclinação de cerca de 62° .

Os siltes subjacentes apresentam um declive relativamente constante na parte mais próxima da escarpa carbonatada, mas esta característica também se verifica para norte, em zona não afectada pelo desmoronamento. Para além disso, o bloco instabilizado não se apresentava em consola sobre os siltes, facto que também se repete nos trechos de escarpa adjacentes. Este último aspecto justifica-se uma vez que o mesmo trecho de escarpa já tinha sido afectado por recuo recente, ocorrido em 1988, devido ao destaque e queda de um comprido painel rochoso (Foto 6.17).

O desmoronamento de 1998 pode ter sido desencadeado por rotura por corte da porção de terreno carbonatado compreendida entre as duas fendas de tracção. As forças actuantes terão sido o peso próprio da massa separada, eventualmente com a pressão hidrostática de encontro à extremidade inferior da mesma.

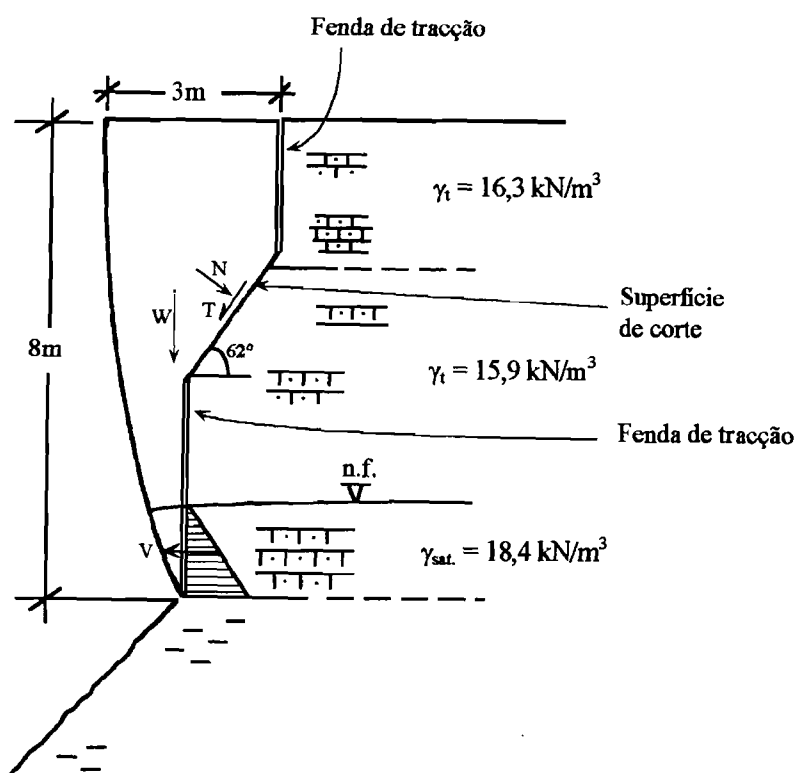


Figura 6.13 - Reconstituição do perfil transversal do bloco destacado na ocorrência de 1998, em Sto. António de Caparica, localizando-se as forças postas em jogo.

A nova frente deixada em exposição após o movimento apresentava-se, em cerca de 1 m junto à base, manchada de humidade. Admitindo ser essa a altura da toalha de água suspensa, essa espessura corresponderia à de maciço saturado e a fenda aí existente, no caso de se encontrar já aberta, estaria com uma altura de coluna de água equivalente.

A fenda de tracção superior cortava uma camada de calcário pouco arenoso com cerca de 2,5 m de espessura, caracterizada por um peso específico seco médio de $15,8 \text{ kN.m}^{-3}$. O restante maciço

era constituído, na sua totalidade até ao topo dos siltes subjacentes, por um material friável, mais rico em finos e bastante homogéneo, com um peso específico seco de cerca de $15,5 \text{ kN.m}^{-3}$. A faceta inclinada da superfície deixada exposta após a ocorrência, cortava este último material. A partir de algumas amostras provenientes desta zona inferior do trecho escarpado em estudo (amostras SAb) obtiveram-se, sob condições drenadas, os seguintes parâmetros resistentes:

parâmetros de pico: $c' = 50 \text{ kPa}$; $\phi' = 33^\circ$

parâmetros residuais: $c'_r = 0$; $\phi'_r = 33^\circ$

Considerando uma secção de espessura unitária, com 3 m de largura no topo, o peso do bloco movimentado é de cerca de 228,2 kN. Para o seu cálculo admitiu-se um teor em água nos 7 m superiores idêntico ao avaliado para a ocorrência anterior, ou seja, de 5,0 %, e no metro inferior considerou-se o terreno saturado e fenda de tracção preenchida com água.

Resolvendo a expressão (1) (página 245) em ordem à coesão, utilizando o valor de ângulo de atrito obtido no ensaio de corte directo efectuado (33°) e considerando inexistente uma força de impulsão da água actuando ao longo da superfície de corte adoptada ($U = 0$), uma vez que não se observaram manchas de humidade na mesma, obtêm-se os seguintes parâmetros resistentes:

$$c = 52,8 \text{ kPa}; \phi = 33^\circ$$

O valor da coesão encontra-se próximo do que foi determinado laboratorialmente. Se se retirar dos cálculos o efeito da pressão hidrostática de encontro à extremidade inferior do bloco, aquela componente da resistência decresce, tornando-se os parâmetros resistentes calculados perfeitamente compatíveis com os laboratoriais:

$$c = 50,7 \text{ kPa}; \phi = 33^\circ$$

Conclui-se que o mecanismo posto como hipótese para o movimento em referência é perfeitamente admissível tendo em conta os parâmetros físicos e mecânicos determinados em laboratório.

Foto 6.1



Foto 6.2



Foto 6.3

Desmoronamento de 1996 no trecho de escarpa entre Boca do Vento e Fonte da Pipa. Ver comentários no verso.

Foto 6.1 - Vista geral da cicatriz deixada pelo movimento assinalando-se, do lado esquerdo, a consola remanescente assente sobre os siltes cinzentos. É possível observar a intensa coloração alaranjada de óxidos de ferro depositados tanto na parede calcária paralela à escarpa como na que lhe é perpendicular, facto que comprova a passagem frequente de água em ambas as superfícies muito antes da ocorrência ter acontecido.

Foto 6.2 - Aspecto da consola antes do desmoronamento. Observam-se algumas cavidades alveolares devidas ao efeito da erosão eólica de encontro às paredes calcárias. À direita do bloco, observa-se o recuo da frente da escarpa produzido por um movimento anterior ocorrido em 1992. O mesmo recuo adivinha-se também na **Foto 6.1**.

Foto 6.3 - Fotografia mostrando os mesmos aspectos da **Foto 6.1**, mas obtida de um ângulo que permite visualizar melhor, em corte transversal, a geometria da fenda de tracção que separou o bloco do resto do maciço, subvertical na zona dos calcários, e da superfície de corte na zona inferior siltosa, inclinando 45°. A primeira progride lateralmente, por detrás da consola remanescente.



Foto 6.4



Foto 6.5



Foto 6.6

Escorregamentos de sopé e de crista no vale de Porto Brandão. Ver comentários no verso.

Fotos 6.4 e 6.5 - Vistas gerais do escorregamento ocorrido, em Dezembro de 1995 junto ao campo desportivo de Porto Brandão e afectando siltes da unidade IVa de Cotter. A árvore desenraizada é uma figueira. Na altura em que estas fotografias foram tiradas, ainda não tinham sido retiradas as terras deslocadas que cobriam a superfície de escorregamento até meia encosta.

Foto 6.6 - Escorregamento de crista ocorrido nos finais de Janeiro de 1996 em Porto Brandão. A rotura deu-se nos solos meteorizados da unidade IVa e depósitos de vertente que constituem a metade superior do talude, sendo possível distinguir, no topo, a cicatriz em forma de colher deixada pelo movimento. A metade inferior, rochosa, é constituída pelos "calcários de Entrecampos" (unidade III). Encostadas à base do talude, observam-se algumas construções destruídas pela ocorrência.



Foto 6.7

Foto 6.8



Foto 6.9



Escorregamento translacional em blocos sobre a Estrada Nacional 377-1. Ver comentários no verso.

Foto 6.7 - Vista geral do escorregamento de depósitos de vertente sobre a Estrada Nacional 377-1, próximo de Murfacém. Um pequeno trecho da referida estrada é observável ao fundo, na metade esquerda da fotografia. Ao centro, observa-se a zona mais activa do movimento, com o terreno rebaixado, fortemente perturbado e alagado. Lateralmente desenvolvem-se profundas fendas, formando um "graben", produto do alargamento da instabilidade. Em primeiro plano, um caniçal que se desenvolveu próximo do local onde a ocorrência se viria a iniciar, atesta a existência de exsurgências de água. Sob um pequeno bosque ainda visível na extremidade esquerda da fotografia, encontra-se o poço referido no texto.

Fotos 6.8 e 6.9 - Dois aspectos da escarpa de topo do escorregamento. De início, esta sofreu uma rápida evolução remontante, que só foi travada à medida que se aproximava da colina de terrenos mais resistentes cuja vertente ainda se observa na **Foto 6.8**.e do topo da qual se tirou a **Foto 6.7**.

Foto 6.10



Foto 6.11



Foto 6.13

Foto 6.12

Escorregamento de S. Pedro da Trafaria. Ver comentários no verso.

Foto 6.10 - Aspecto do escorregamento visto do pátio traseiro de uma das moradias mais directamente ameaçadas pela ocorrência. O muro de suporte em primeiro plano encontra-se parcialmente subterrado pelas terras deslocadas. Mais acima, um segundo muro, de construção mais recente, foi destruído pelo impulso das terras.

Foto 6.11 - Vista do pé do escorregamento, mostrando as terras encostadas à moradia acima referida.

Foto 6.13 - Aspecto da escarpa de topo pouco tempo após a rotura. Observa-se o muro de suporte construído na crista do talude no seguimento a uma ocorrência anterior (em 1964). Este tinha ficado descalço ao nível da fundação e viria, posteriormente, a ceder com o contínuo recuo da escarpa devido à intensa erosão interna pelas águas de percolação.

Foto 6.12 - Zona superior do movimento, mostrando a depressão formada pelo abatimento da zona de crista do talude após o avanço do resto da vertente para jusante. Essa depressão ficou rapidamente alagada por impossibilidade de escoamento dos abundantes caudais de águas de percolação que surgiam da base da escarpa de topo do escorregamento.

Foto 6.14



Foto 6.15

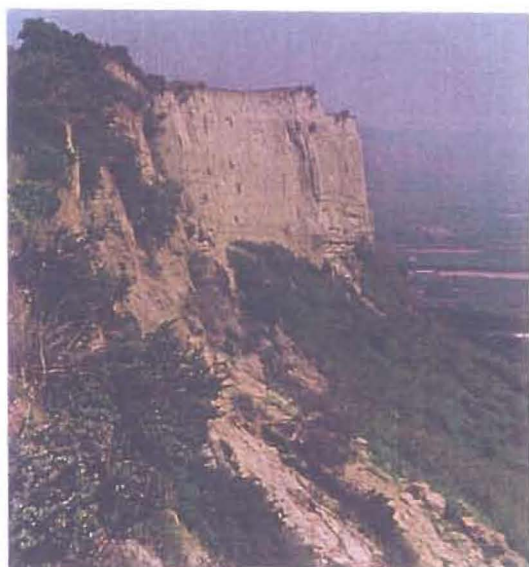


Foto 6.16

Arriba Fóssil da Costa de Caparica:
desmoronamento ocorrido em
Junho de 1989. Ver comentários no
verso.

Foto 6.14 - Aspecto do trecho de talude antes da ocorrência do movimento (fotografia obtida em 1988). A faceta vertical do talude, de cor amarelada, apresenta na zona inferior um aspecto rugoso em quase toda a sua extensão. Tal é devido aos efeitos prolongados da erosão diferencial. Na metade direita da fotografia, observa-se um trecho de escarpa relativamente comprido onde aquela rugosidade ainda mal se nota, uma vez que corresponde à parede deixada por uma ocorrência relativamente recente (datada de 1964 ou pouco anterior, segundo o que se observou na análise comparativa de fotografias aéreas de diferentes datas).

Foto 6.15 - O mesmo trecho de talude logo após o desmoronamento de Junho de 1989. Observar o alinhamento de vegetação arbustiva ao longo do limite entre os calcários superiores e os siltes subjacentes, de cor acinzentada. Existem alguns tufo verdes, enquanto que na **Foto 6.14** os mesmos parecem ressequidos. Ao mesmo tempo, é bem visível uma zona de humidade próxima daquele mesmo limite.

Foto 6.16 - Vista de perfil da arriba fóssil, mostrando a concavidade deixada pelo desmoronamento na zona escarpada superior

Foto 6.17

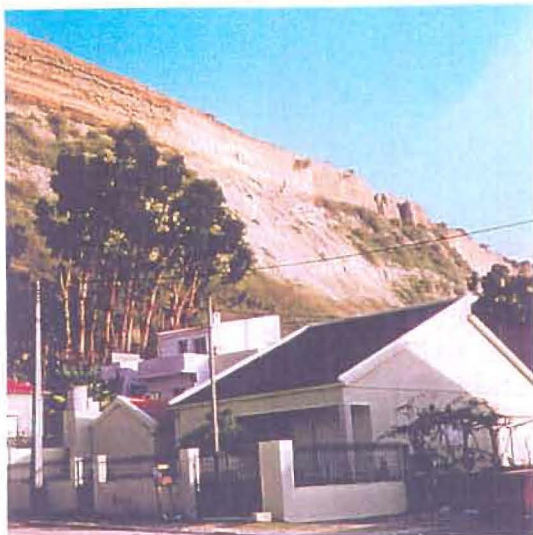


Foto 6.19



Foto 6.20



Foto 6.18



Foto 6.21

Arriba Fóssil da Costa de Caparica: desmoronamento de 1998.
Ver comentários no verso.

Foto 6.17 - Desmoronamento de 1988 no mesmo local onde, 10 anos mais tarde, viria a ocorrer outro movimento. Mais ao fundo, observam-se alguns painéis bem destacados do maciço, prestes a cair.

Fotos 6.19 e 6.20 - Cicatriz do movimento vista, respectivamente, de norte para sul e de sul para norte. Observar a faceta inclinada, aproximadamente a meio da escarpa superior, referida neste estudo como provável superfície cuja cedência por corte desencadeou o movimento.

Foto 6.18 - Desmoronamento de 1998, visto do sopé do talude. Mesmo de longe, os limites laterais da ocorrência são muito nítidos. Mais uma vez, observar a zona húmida junto ao limite entre os terrenos carbonatados que formam a faceta vertical superior do talude e os siltes subjacentes.

Foto 6.21 - Danos causados pelo movimento em habitações construídas demasiado próximo do sopé do talude.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

A área estudada ao longo da dissertação que agora se conclui envolve a vertente inclinada de uma grande costeira, os taludes da Margem Sul do Tejo fronteiros a Lisboa, compreendidos entre Cacilhas e S. Pedro da Trafaria, bem como um dos seus bordos laterais, cortado pela erosão marinha, o trecho setentrional da Arriba Fóssil da Costa de Caparica.

Os taludes da Margem Sul do Tejo constituem um elemento geomorfológico notável dominando, pelas suas dimensões imponentes, o trecho final deste rio . A extensa costeira da qual constituem a vertente inclinada é, hoje em dia, uma zona de urbanização crescente. A cidade de Almada, confinada durante séculos ao seu núcleo histórico ou pouco mais do que isso, localizada próximo do extremo nascente da referida costeira encontra-se, hoje em dia, em rápida expansão para oeste, penetrando pelos vales que descem sobre o rio ou ocupando os respectivos interflúvios.

No extremo poente da costeira, o que era até ao início da década de 30 um agrupamento de modestas cabanas, a Costa de Caparica, transformou-se durante as décadas seguintes num dos principais pólos de veraneio da população de Lisboa. A referida povoação estendeu-se para norte, na direcção da foz do Tejo e para este, de encontro ao sopé da arriba fóssil. Hoje em dia é, basicamente, um local de residência fixa, um novo bairro habitacional como tantos outros que rodeiam a Capital.

Ao mesmo tempo que se observa um surto demográfico e económico no concelho de Almada, alguns dos locais tradicionais de actividade industrial do concelho, como a faixa ribeirinha fronteira a Lisboa, têm vindo progressivamente a perder importância, ou mesmo a ser votados ao abandono.

Uma ocupação já antiga, particularmente na zona marginal entre Cacilhas e a Ponte 25 de Abril, criou um conjunto de situações de risco motivadas pela interferência de diversas actividades industriais no sopé dos taludes, sujeitando pessoas e bens a frequentes ocorrências de instabilidade de terrenos. Essas situações têm sido reduzidas nos últimos anos devido à falência de várias firmas ligadas às actividades piscatórias que se encontravam ali instaladas (COPNAV, no Ginjal, Companhia Portuguesa de Pescas, em Olho de Boi, e muitas outras). Aliás, o aspecto de abandono ao longo de toda essa faixa ribeirinha, é bem o reflexo da longa decadência que tem

caracterizado toda a actividade portuária neste e noutros países da Europa. Contudo, e como também acontece um pouco por todo o lado onde existam zonas portuárias em recessão ou desactivadas para o fim a que se destinavam, nota-se um crescente interesse por partes das entidades públicas e privadas em valorizar toda aquela zona de cais centenários para fins lúdicos, atendendo ao seu potencial turístico.

As fábricas e armazéns abandonados vão sendo reocupados por clubes náuticos, núcleos museológicos, restaurantes e outros serviços, o que faz regressar os riscos devidos à ocorrência de movimentos de terrenos com origem nos taludes sobranceiros a esses locais.

A ocupação da faixa ribeirinha a oeste da ponte é mais recente, notando-se no decorrer do presente século contínuo alargamento de zonas portuárias ligadas à indústria de oleaginosas (Tagol), ao armazenamento de combustíveis (Shell, Petrogal e Esso) e de cereais (EPAC) bem como de alguns serviços ligados à actividade marinha (estação de limpeza de navios da Lisnave e estaleiro José Gouveia, ambos junto a Porto Brandão). Com excepção da EPAC, implantada em aterro construído no leito do rio e afastada dos taludes, todas aquelas firmas enfrentam situação de risco devido, em grande parte, à interferência num meio geomorfológico em plena evolução, obrigando ao dispêndio de quantias avultadas para estabilização dos taludes envolventes.

Nos núcleos populacionais ribeirinhos, uns mais antigos, como Porto Brandão ou Trafaria, outros mais recentes, no vale da Banática ou em Abas da Raposeira. Algumas habitações foram implantadas em locais perigosos, junto ao sopé de escarpas, sendo os seus ocupantes confrontados com a possibilidade de ocorrerem quedas esporádicas de blocos ou painéis rochosos, ou de terrenos siltosos provenientes da zona de crista. Na Banática, ocorreram recentemente quedas de cunhas e de painéis calcários, felizmente com poucas consequências. Já em Porto Brandão, uma queda ocorrida nos anos 70 sobre um lavadouro público interditou a sua utilização e, mais recentemente (Janeiro de 1996), um escorregamento de crista destruiu duas habitações provocando a morte de duas pessoas. Moradores da mesma localidade já tinham relatado uma morte por queda de blocos ocorrida há alguns anos atrás.

Muitas habitações implantadas em plena vertente siltosa, coberta por estreita camada de depósitos de vertente, não se encontram a salvo dos riscos derivados de movimentos de terrenos. Aí, têm ocorrido escorregamentos de tipo singular ou de tipo sucessivo abrangendo alguns hectares de terrenos (vales de Porto Brandão, Banática e Portinho da Costa).

Abordaram-se neste trabalho com bastante pormenor as características geológicas da área em apreço e deu-se particular atenção à sua caracterização e evolução geomorfológica. Não se esqueceu a interferência que o Homem teve nos processos de evolução natural, aqui sobejamente exemplificada.

Para além de alguma erosão normal, não ravinosa, ocorrente apenas durante períodos de chuvas prolongadas, verifica-se que a evolução dos taludes em estudo é essencialmente comandada por movimentos de massa de vertentes.

Para a totalidade da costeira de Almada, pode-se definir uma única estrutura mecânica básica, em monoclinal inclinado para SSE, apresentando estratos alternadamente mais rijos e mais brandos. Em termos mecânicos, os taludes em estudo são constituídos, essencialmente, por dois tipos de materiais:

a) os siltes, por vezes argilosos, outras vezes mais arenosos, sobreconsolidados e muito fissurados principalmente nas zonas mais próximas da superfície, com resistências em compressão uniaxial variando de 0,2 a 0,8 MPa e resistências ao corte caracterizadas por coesão raramente superior a 100 kPa e ângulo de atrito elevado, em torno de 25° a 35°. Os limites de consistência revelam solos de média plasticidade, com valores da ordem de 40 % para o limite de liquidez, 20 % para o limite de plasticidade e 18 % para o índice de plasticidade. Estes materiais têm permeabilidade muito baixa.

b) as rochas, em regra calcários margosos e margas arenosas, normalmente muito fossilíferos, caracterizados por resistências em compressão uniaxial abaixo de 20 MPa, o que as coloca no domínio das rochas brandas.

Estas duas litologias dominantes levam a que na região ocorram os seguintes tipos básicos de mecanismos de rotura:

- Nas zonas onde prevalecem os solos siltosos, ocorrem escorregamentos de tipo planar afectando ou apenas a estreita capa de depósitos de vertente, ou siltes *in situ* fissurados, quase sempre descomprimidos e meteorizados. Eventualmente, podem ocorrer escorregamentos de tipo rotacional.

- Nas camadas rochosas, por vezes com dezenas de metros de espessura, ocorrem frequentes quedas de blocos, cunhas em diedro ou painéis. O mecanismo de rotura que originou tais movimentos é característico de escorregamentos (rotura por corte) ou de tombamentos (rotura por tracção). Este último parece ser o mais frequente uma vez que está sempre associado a prévia abertura de uma sapa sob o bloco instável, por erosão diferencial ou por erosão interna.

Outro mecanismo típico em consolas rochosas envolve a rotura por corte de camada siltosa subjacente e o movimento envolve o bloco ou painel rochoso que sobre ela assenta, normalmente destacado do maciço por fenda de tracção.

A importância relativa destes dois grupos de materiais no suporte físico dos taludes varia de sector para sector ao longo dos cinco sectores geomorfológicos em que a área em estudo foi dividida, sendo essa variação um dos aspectos mais importantes a ter em conta nas alterações verificadas nas características morfológicas gerais dos taludes.

Entre Cacilhas e Arialva, no designado sector A, o meio rochoso é claramente dominante, encontrando-se aí um talude contínuo muito inclinado constituído por dois elementos, o superior, correspondendo a escarpa muito alta, sub-vertical, e o inferior, com declives muito mais suaves, onde ocorrem espessas acumulações de depósitos de vertente, produto da desagregação do elemento escarpado.

A evolução deste sector é comandada por quedas esporádicas de blocos ou de cunhas rochosas deixadas em consola pela erosão diferencial das camadas mais brandas subjacentes. Apesar dos numerosos exemplos de quedas descritos na bibliografia técnica consultada ou observados no campo, as tentativas de avaliação de taxas de recuo tanto por comparação de cartas topográficas publicadas com quase um século de intervalo como de fotografias aéreas de levantamentos aerofotográficos realizados em datas diferentes, não lograram qualquer resultado.

Alterações detectadas por ambas as técnicas de medição no contorno superior do elemento escarpado têm toda justificação na acção directa do Homem. São os casos de recuo das escarpas sobranceiras ao cais do Ginjal, cujas frentes foram escavadas e regularizadas para alargamento de zonas planas a fim de aí se implantarem diversas edificações, e de recuo da crista de um importante trecho de escarpa sobre Olho de Boi, o qual foi sujeito a profundas escavações como prevenção contra quedas de blocos.

Tratando-se de uma escarpa rochosa, de grandes dimensões, as diversas ocorrências de quedas de blocos que se têm desde sempre verificado não afectam, só por si, o perfil geral da referida escarpa, uma vez que qualquer bloco de rocha que sofra rotura representa apenas a camada de onde proveio e não as outras camadas que formam a totalidade do talude. O único caso verdadeiramente representativo da dimensão do talude, ocorreu em 1992, alguns metros a este da Fonte da Pipa e interessou uma extensão de 60 m e um volume de cerca de 5 000m³ de material rochoso, com algumas intercalações siltosas. Dadas as suas dimensões excepcionais para o tipo de movimento referido, este é facilmente detectado em fotografia aérea. Os movimentos que se lhe seguiram nunca atingiram, nem de longe, tais dimensões.

Se à escala da vida humana não se detectam diferenças apreciáveis no perfil destes taludes, o mesmo não se poderá dizer quando se trata de um intervalo de tempo da ordem dos vários séculos. Por exemplo, o Castelo de Almada perdeu, durante o Terramoto de 1755, parte das suas muralhas viradas ao rio por desmoronamento do maciço onde assentavam as suas fundações,

pelo que se conclui que o actual muro já não assenta sobre as fundações originais. Registos dessa época testemunham que em tempos anteriores havia um espaço entre as muralhas e a crista do talude suficientemente largo para permitir não só a passagem das pessoas como o cultivo do próprio terreno.

Para este, à medida que se verifica um alargamento generalizado da superfície de aplanção que corta o topo da costeira, os taludes fronteiros ao Tejo vão-se tornando progressivamente menos inclinados ao mesmo tempo que se apresentam profundamente dissecados por curtos valeiros cuja idade relativa, tendo em vista a homogeneidade em diversos aspectos geoambientais como a litologia, a estrutura e o clima, é facilmente deduzida com base nas respectivas características fisiográficas: por um lado, a área ocupada pela bacia de drenagem e a extensão da linha de água principal e, por outro, o encaixe desta última e a altura, relativamente ao nível de base, em que o respectivo vale se encontra suspenso.

Existe uma zona de transição entre o trecho de talude simples, cuja crista praticamente não sofre interrupções em toda a sua extensão, sector A, e o trecho seguinte, sector C. A essa zona, onde certas características litológicas e morfológicas daqueles dois sectores se misturam, mas cuja morfologia original foi profundamente alterada pela intervenção antrópica, denominou-se de sector B. Aí, os indícios originais da evolução morfológica encontram-se mascarados pelos numerosos trabalhos de terraplenagem realizados pelo Homem no decorrer dos últimos cem anos. Contudo, alguns aspectos neles contidos (existência de vales de dimensões e encaixe diferenciados, perfis-tipo dos taludes sobranceiros ao Tejo) foram tidos em conta durante a recolha de elementos de índole geomorfológica efectuada para o estudo do sector C.

Ao contrário do primeiro sector referido, os taludes deste terceiro trecho, sector C, passam a ser constituídos, maioritariamente, por siltes. As formações rijas, calcárias ou margosas, encontram-se confinadas a zonas bem definidas ao longo da vertente, impondo aos taludes um perfil complexo, em degraus. A predominância dos terrenos brandos sobre os rochosos, condiciona a existência de extensos patamares de declive suave entre degraus sucessivos. Os terrenos ficam, deste modo, expostos à acção dos agentes da erosão sub-aérea, o que facilita a sua meteorização. Sobre estes, acumulam-se depósitos de vertente por vezes com alguns metros de espessura. Por tais razões, no sector C, os escorregamentos correspondem ao tipo dominante de movimento de terrenos.

Os mecanismos de rotura que desencadeiam os escorregamentos são condicionados pela morfologia do terreno afectado. Variações dos níveis freáticos derivadas de condições climáticas extremas, favorecem a ocorrência de escorregamentos planares em depósitos de vertente, se o terreno tiver declives muito fracos, numa gama entre 10° e 17°, ou escorregamentos do tipo rotacional afectando terrenos siltosos *in situ*, se as suas inclinações

forem da ordem de 40º ou superiores. Ambos os casos foram verificados, no decorrer do presente trabalho, com base na retroanálise de ocorrências muito recentes.

Medições efectuadas por sobreposição de cartas topográficas espaçadas entre si de quase um século e por análise fotogramétrica sobre pares estereoscópicos abrangendo um intervalo de tempo da ordem do meio século, permitiram dar uma ideia das taxas de recuo nos dois alinhamentos principais de cristas existentes neste sector:

a) Degrau inferior - cerca de 26 a 28 cm por ano, no máximo, em toda esta arriba fluvial cuja vertente se vai adoçando com o tempo, uma vez que o seu sopé, mais rijo que o topo e sob a acção de uma erosão fluvial que já deve ter sido mais eficaz no passado, deverá recuar a taxas muito inferiores. Aqueles números parecem exagerados. No entanto, foram baseados em diferentes técnicas de medição, facto que permite supor que, nas condições actuais, o recuo anual da generalidade da crista seja, pelo menos, decimétrico.

b) Degrau intermédio - as raras evidências de recuo de crista detectadas em fotografia aérea nesta comprida escharpa localizada a meia encosta, permitiram avaliar um recuo geral muito inferior ao do degrau precedente: apenas 0,27 cm por ano no máximo. Tal poderá ser devido ao material que forma aquela escharpa, com características resistentes muito elevadas comparativamente à generalidade dos terrenos que constituem os taludes.

O vale da Trafaria separa o sector C dos sectores seguintes. O mesmo tem a sua origem num escorregamento de grandes dimensões, fóssil, interessando a totalidade da colina que se estende de norte para sul, desde Abas da Raposeira até à zona onde a via rápida IC 20 intersecta a arriba fóssil sobranceira à planície litoral da Costa da Caparica. A encosta que delimita a nascente aquele vale corresponde, assim, aos restos erodidos da antiga escharpa de topo do movimento. A ponte do mesmo vale, a nova posição que as diferentes camadas miocénicas tomam em relação ao nível médio das águas do mar poderá ser um dos principais responsáveis pelo recuo do talude e a transformação da margem de uma zona de erosão para uma zona de acumulação.

Durante os estádios finais da transgressão flandriana, o talude do sector D sofreu uma erosão fluvial ou fluvio-marinha mais intensa, pelo facto do rebaixamento geral dos terrenos devido ao escorregamento acima referido ter posto as camadas siltosas ou silto-argilosas da unidade de Cotter IVa ("argilas azuis de Forno do Tijolo") em contacto directo com as águas do Tejo ou do mar. Presentemente, as acumulações dunares cobrem grande parte do talude protegendo-o, até meia encosta, da acção directa tanto do rio como dos agentes sub-aéreos. Todo este sector apresenta-se relativamente estabilizado, não se tendo detectado recuos da crista por qualquer das técnicas utilizadas.

No sector E, desde S. Pedro da Trafaria até ao IC 20, existem dois tipos de taludes distintos consoante ocorram camadas essencialmente rochosas ou essencialmente siltosas ao nível da crista. Não foi possível obter uma ideia de recuo da crista no sub-sector de topo siltoso, se bem que o talude afectado por um escorregamento importante em S. Pedro da Trafaria, nele deva ser incluído. Neste, verificaram-se as condições em que se desencadeava a rotura dos terrenos siltosos que constituíam o referido talude, o qual sofreu escorregamento planar ao longo de superfície de corte com 20º de inclinação, com o terreno na sua resistência residual.

No outro sub-sector, abrangendo cerca de quatro quintos de todo o sector E, a evolução encontra-se na dependência de quedas esporádicas de painéis ou colunas de calcário de dimensões variáveis consoante a espessura do troço superior calcário e areno-margoso. A taxa de recuo nesse sub-sector, avaliada para o último meio século, foi de cerca de 2 cm por ano.

Os mecanismos de rotura observados neste último sub-sector foram explicados através da retroanálise de dois movimentos distintos: um, ocorrido por tombamento de um grande painel rochoso em torno de um eixo de rotação localizado no fundo de uma sapa escavada por erosão interna, logo seguido, eventualmente, por corte das camadas siltosas subjacentes; o outro, desencadeado por corte de uma secção do próprio maciço que constitui a escarpa carbonatada superior.

Procurou-se, com um conhecimento tão pormenorizado quanto possível das condições geológicas e com a observação dos processos particulares que comandam a evolução morfológica destes taludes naturais, chegar a um entendimento dos fenómenos de instabilidade que se verificam na área em estudo, com vista à sua previsão. Esse entendimento reveste-se de grande importância quando se tem de decidir em relação a possíveis intervenções que possam, directa ou indirectamente, afectar as condições de equilíbrio dos taludes, acelerando a sua instabilização ou aumentando o impacte produzido no meio por tais fenómenos.

Nesta dissertação, ficou mais uma vez demonstrado que as características geológicas, designadamente a litologia e a estrutura, para além de outros factores como o clima, condicionam a evolução dos taludes naturais face à acção dos agentes da erosão que sobre eles actuam e face a outros mecanismos em que intervêm as características físicas e mecânicas dos materiais.

Por outro lado, verificou-se por diversas vezes de como a intervenção antrópica pode interferir na evolução natural do relevo, podendo interromper processos em plena actuação, modificar as condições originais de equilíbrio, etc. tendo-se, inclusivamente, definido todo um sector geomorfológico em parte baseado nas modificações do meio impostas pelo Homem.

Considera-se que o tema tratado neste trabalho não ficou esgotado. Pelo contrário, é de todo o interesse que seja continuado e aprofundado.

O que aqui foi conseguido abre algumas portas de conhecimento relativamente à evolução dos taludes da costeira de Almada, podendo servir de base para novos trabalhos com vista a aprofundar as investigações efectuadas no sentido de se aperfeiçoarem os conhecimentos sobre aquela evolução no aspecto geomorfológico e quanto aos métodos de avaliação dos mecanismos de rotura dos mesmos. Assim, se poderia contribuir para uma melhor previsão da evolução destes terrenos e fornecer o apoio adequado às decisões que envolvam intervenções no meio e às medidas de correcção a realizar quando necessárias.

O aprofundamento do estudo que agora se elaborou constituirá também a base necessária para uma cartografia de movimentos de terrenos a ser executada futuramente, com vista à realização de um zonamento de probabilidades de ocorrências ("hazard map"), essencialmente para apoio a um adequado ordenamento da área.

Para tal, parece pertinente o prosseguimento dos trabalhos laboratoriais com vista a uma caracterização mecânica mais detalhada dos terrenos. Características como a alterabilidade e expansibilidade das rochas e do solos da região reveste-se, também, de grande importância. No capítulo da alteração, será conveniente determinar a reacção tanto dos calcários e margas como dos siltes à cristalização de sais, dada a proximidade do meio salino, sempre agressivo em relação àqueles terrenos.

Por fim, reveste-se de particular interesse o prosseguimento dos estudos de cariz geomorfológico com vista ao esclarecimento da evolução destes taludes durante o Quaternário, e não apenas no Holocénico, e sua relação com a instalação do trecho final do rio Tejo no seu leito actual.

Lisboa, 10 de Outubro de 1998

Pedro Calé da Cunha Lamas

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahlberg, P.; Stigler, B. & Viberg, L. (1988) - Experiences of landslide risk considerations in land use planning in Sweden. In C. Bonnard (ed.), *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides* (Lausanne). Balkema, Rotterdam, pp.1091-1096.
- Alcoforado, M.J. (1993) - O clima da região de Lisboa - Contrastes e ritmos térmicos. *Mem. Centro de Estudos Geográficos* (FL-UL), 347 pp.
- Almeida, C.A. Costa (1973) - *O Corte da Portagem (Almada). Estratigrafia e Paleontologia*. Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 50 pp.
- Almeida, F.M. de & Folque, J.B. (1960) - Gabinete da ponte sobre o Tejo - Informação sobre a interpretação das sondagens executadas até à data de 31/11/60. *Relatório não publicado*, Lisboa.
- Almeida, F.M. de (1986) - *Carta Geológica do Concelho de Lisboa, na esc. 1:10 000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Almeida, F.M.de & Zbyszewski, G. (1955) - Contribuição geológica ao estudo das ligações rodoviárias e ferroviárias entre Lisboa e a margem Sul do Tejo. *Relatório não publicado*, Lisboa.
- Almeida, I.M. de (1991) - *Características geotécnicas dos solos de Lisboa*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 485 pp.
- Ambalagan R. (1992) - Landslide hazard evaluation and zonation mapping in mountainous terrain. *Engineering Geology*, nº 32, pp.269-277.
- Antoine, P. (1977) - Reflexions sur la cartographie ZERMOS et bilan des experiences en cours. *Bull. BRGM*, 2^e sér., sec. III, n. 1/2, pp.9-20.
- Antunes, M.T. (1971) - Vertebrados fósseis da região de Lisboa. seu enquadramento paleoecológico. III Curso Ext. Univ. Ciências Geol., Lisboa, pp. 49-72.
- Antunes, M.T.; Elderfield, H.; Legoinha P., Nascimento, A. & Pais, J. (1998) - A stratigraphic framework for the Miocene from the Lower Tagus basin (Lisbon, Setúbal Península, Portugal). Depositional sequences, biostratigraphy and isotopic ages. 18 pp. (*no prelo*).
- Antunes, M.T.; Legoinha P., Nascimento, A. & Pais, J. (1996) - The evolution of the Lower Tagus basin (Lisbon and Setúbal Península, Portugal) from Lower to earlier Middle Miocene. *Géologie de la France* (BRGM/SGT), n. 4, pp.59-77.
- Antunes, M.T.& Pais, J. (1993) - The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), nº 12, pp.7-22.
- Antunes, M.T.; Pais, J. & Legoinha, P. (1992) - Neogene deposits of Lisboa and Setúbal Peninsula. Excursion A. *Ciências da Terra* (UNL), nº especial II, pp.29-35.

- Asté, J.P. (1991a) - Landslide mitigation - Landslide risk mapping. *In*: M.E. Almeida-Teixeira, R. Fantechi, R. Oliveira & A.G. Coelho (eds.), *Prevention and Control of Landslides and other Mass Movements*. Commission of the European Communities, Lisbon, pp.165-170.
- Asté, J.P. (1991b) - Landslide hazard analysis: Land use legislation and construction practices. *In*: M.E. Almeida-Teixeira, R. Fantechi, R. Oliveira & A.G. Coelho (eds.), *Prevention and Control of Landslides and other Mass Movements*. Commission of the European Communities, Lisbon, pp.171-178.
- Azevedo, T.M. de (1982) - *O Sinclinal de Albufeira. Evolução pós-miocénica e reconstituição paleogeográfica*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 302 pp.
- Azevedo, T.M. de & Cardoso, J. (1985) - Formações Plio-Quaternárias da Península de Setúbal (livro guia da excursão). *1ª Reunião do Quaternário Ibérico*, GTPEC e GECUA, Lisboa, 58pp.
- Barros, L.; Cardoso, J.L. & Sabrosa, A. (1993) - Fenícios na margem sul do Tejo. Economia e integração cultural do povoado do Almaraz - Almada. *Estudos Orientais IV* (Instituto Oriental), Lisboa, pp.143-181.
- Berchten, J.D.; Anatra, S. & Ackermann, T. (1988) - Mesures contre les chutes de pierres. *In* C. Bonnard (ed.), *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides* (Lausanne). Balkema, Rotterdam, vol.2, pp.1103-1105.
- Bhandari, R.K.; Senanayake, K.S. & Thayalan, N. (1991) - Pitfalls in the prediction on landslides through rainfall data. *In* D. H. Bell (ed.), *Proc. 6th Int. Symp. on Landslides* (Christchurch). Balkema, Rotterdam, vol. 2, pp.887-890.
- Bitar, O.Y.; Cerri, L.E.S. & Nakazawa, V.A. (1992) - Carta de risco geológico e carta geotécnica: uma diferenciação a partir de casos em áreas urbanas no Brasil. *In* M. Hermelin (ed.), *2º Simp. Latinoamericano sobre Riesgo Geológico Urbano* (Colômbia). Pereira, pp.35-41.
- Blikra, L.H. (1990) - Geological mapping of rapid mass movement deposits as an aid to land-use planning. *Engineering Geology*, n. 29, pp.365-376.
- Blyth, F.G.H. & de Freitas, M.H. (1984) - *A geology for engineers*. Edward Arnold, London, 7th ed., 325 pp.
- Boillot, G.; Mougnot, D. *et al.* (1978) - *Carta geológica da plataforma continental de Portugal, na esc. 1:1 000 000*. Serv. Geol. Portugal/ Inst. Hidrográfico, Lisboa.
- Bolt, B.A.; Horn, W.L.; MacDonald, G.A. & Scott, R.F. (1975) - *Geological hazards*. Springer-Verlag, New York, 328 pp.
- Borges, J.F. (1993) - Protecção contra catástrofes. *Simpósio sobre catástrofes naturais - Estudo, prevenção e protecção*. Ordem dos Engenheiros, LNEC, Lisboa, pp.1-9.
- Boucart, J. & Zbyszewski, G. (1940) - La faune de Cacela en Algarve (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. XXI, 102 pp.
- Bozzolo, D.; Pamini, R. & Hutter, K. (1988) - Rockfall analysis - a mathematical model and its test with field data. *In* C. Bonnard (ed.), *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides* (Lausanne). Balkema, Rotterdam, vol.1, pp.555-560.

- Brand, E.W. (1985) - Predicting the performance of residual soil slopes. *In* Publications Comm. of XI ICSMFE (eds.), *Proc. 11th Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering* (S. Francisco). Balkema, Rotterdam, vol. 5, pp.2541-2578.
- Brand, E.W. (1988) - Special lecture: Landslide risk assessment in Hong-Kong. *In* C. Bonnard (ed.), *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides* (Lausanne). Balkema, Rotterdam, vol.1, pp.1059-1074.
- Bromhead, E.N. (1992) - *The stability of slopes*. Chapman & Hall, London, 2nd. ed., 411 pp.
- Brunori, F.; Casagli, N.; Fiashi, S.; Garzonio, C.A. & Moretti, S. (1996) - Landslide hazard mapping in Tuscany (Italy): an example of automatic evaluation. *In* O. Slaymaker (ed.), *Geomorphic Hazards*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, pp.55-67.
- Cabral, J. (1988) - Introdução à Neotectónica. *Geonovas*, vol. 10, pp.55-65.
- Cabral, J. (1993) - *Neotectónica de Portugal Continental*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 435 pp.
- Cabral, J. (1995) - Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias dos Serv. Geol. Portugal*, nº 31, 237 pp.
- Cabral, J.; Dias, R.P. & Brum, A. (1984) - Estudo de falhas afectando formações plio-
-quaternárias na zona da Fonte da Telha (Península de Setúbal). *Com. dos Serv. Geol. Portugal*, t.70., fasc.1, pp.83-91.
- Cabral, J. & Ribeiro, A. (1989) - Incipient subduction along West-Iberia continental margin. *28th Int. Geological Congress* (Washington, D.C.), vol. I, p.I-223.
- Canuti, P.; Focardi, P. & Garzonio, C.A. (1985) - Correlation between rainfall and landslides. *Bull. IAEG*, n. 32, pp.49-54.
- Capecchi, F. & Focardi, P. (1988) - Rainfall and landslides: Research into a critical precipitation coefficient in an area of Italy. *In* C. Bonnard (ed.), *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides* (Lausanne). Balkema, Rotterdam, pp.1131-1135.
- Carcedo, F.J.A. (1990) - Introduccion a los riesgos geológicos. *In* *Riesgos Geológicos - Serie Geologia Ambiental, Curso de Riesgos Geológicos*. Inst. Geol. y Min. España, Madrid, pp.3-19.
- Cendrero, A. & Dramis, F. (1996) - The contribution of landslides to landscape evolution in Europe. *Geomorphology*, n. 15, pp.191-211.
- Champetier de Ribes, G. (1987) - La cartographie des mouvements de terrain. Des ZERMOS aux PER. *Bull. Liaison Laboratoires Ponts et Chaussées*, n.150-151, pp.9-19.
- Chaves, M.A., Rodrigues-Carvalho, J.A. & Rodrigues, J.S. (1994) - Shoreline evolution of the South Bank of the tagus River between Cacilhas and Cova do Vapor. *In* R. Oliveira, L. F. Rodrigues, A.G. Coelho & A. P. Cunha (eds.), *Proc. 7th Int. Cong. IAEG* (Lisbon). Balkema, Rotterdam, vol. 4, pp.3131-3139.
- Chazan, W. (1973) - Le plan "ZERMOS". Identification des zones exposées aux risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol, préalable à leur prévision et à la prévention de leurs effects. *Symp. Sols et Sous-Sols et Sécurité des Constructions*, Cannes, t.I, pp. I.93-I.99.

- Choffat, P. (1908) - *Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrabida*. Comm. du Service Géol. du Portugal, Lisboa, 89 pp.
- Choffat, P. (1950) - Géologie du Cénozoïque du Portugal (oeuvre postume). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, supl. ao t. XXX, 182 pp.
- Choubey, V.D. (1995) - Landslide hazard and their mitigation in the Himalayan region. In D.H. Bell (ed.), *Proc. 6th Int. Symp. on Landslides* (Christchurch). Balkema, Rotterdam, vol. 3, pp.1849-1867.
- Chowdhury, R.N. (1978) - *Slope analysis*. Elsevier Scientific Publ. Co., Amsterdam, 423 pp.
- Coelho, A.G. (1979) - Análise cartográfica da estabilidade de taludes para o planeamento urbano. *Geotecnica* (SPG), nº 6, pp.75-89.
- Coelho, A.G. & Rodrigues, L.F. (1987) - Câmara Municipal de Almada - Estudo geológico e geotécnico da escarpa Norte do concelho de Almada. *Relatório não publicado*, Lisboa.
- Colas, G. & Pilot, G. (1976) - Description et classification des glissements de terrain. *Bull. Liaison Laboratoires Ponts et Chaussées*, n. spécial II - Stabilité des Talus 1: Versants Naturels, pp.171-185.
- Compagnie Générale de Geophysique (1957) - MOP, JAE - Révision de l'interprétation de l'étude de prospection sismique dans le lit du Tage, près de Lisbonne. *Relatório não publicado*, Lisboa.
- Conde, L.N. & Andrade, R.S.N. (1976) - Exemplo de aplicação geológica de imagens de teledetecção de Portugal. *I Seminário sobre Teledetecção Remota e sua Aplicação ao Estudo dos Recursos Minerais e às Actividades do Homem*, Doc. 18, JNICT, Lisboa.
- Conedera, C. & Ercoli, A. (1973) - Methodologies photo-interpretatives pour l'analyse de la stabilité des versants. *Symp. Sols et Sous-Sols et Sécurité des Constructions*, Cannes, t. I, pp.100-108.
- Corominas, J. (1996) - Debris slide. In R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott & M.-L. Ibsen (eds.), *Landslide recognition - Identification, movement and courses*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, Report N.1 of the European Commission Environmental Programme, pp.97-102.
- Correia, A. Gomes (1988) - Revisão da classificação de solos para propósitos de engenharia. *Geotecnica* (SPG), nº 52, pp.75-90.
- Costa, C. Nunes (1985) - Fenómenos de instabilidade nas escarpas da margem esquerda do Tejo (zona de Almada). *Bol. Geotécnico* (SAGT-FCT/UNL), nº 1, pp.101-114.
- Costa C. Nunes (1986) - Nota preliminar sobre a evolução geomorfológica das escarpas de Almada nos últimos cem anos. *Bol. Geotécnico* (SAGT - FCT/UNL), nº 2, pp.127-134.
- Cotecchia, V. (1978) - Systematic reconnaissance mapping and registration of slope movements. General Report. *Bull. IAEG*, n. 17, pp.5-37.
- Cotter, J.C.B. (1903-04) - Esquisse du Miocène marin portugais. In G.Dollfus, B.Cotter & J.P.Gomes, *Mollusques tertiaires du Portugal. Planches de Céphalopodes, Gasterópodes et Pélécypodes laissées par F. A. Pereira da Costa, accompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique*. Mem. Comm. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 44 pp.

- Cotter, J.C.B. (1956) - O Miocénico marinho de Lisboa (obra póstuma). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, supl. ao t. XXXVI, 170 pp.
- Crozier, M.J. (1986) - *Landslides: causes, consequences & environment*. Croom Helm Ltd., London, 219 pp.
- Crozier, M.J. (1995) - Theme report. In D.H. Bell (ed.), *Proc. 6th Int. Symp. on Landslides* (Christchurch). Balkema, Rotterdam, vol.3, pp.1843-1848.
- Cruden, D.M. (1985) - Rock slope movements in the Canadian Cordillera. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 31, pp.528-540.
- Cruden, D.M. & Brown W.M.(1991) - Progress towards the World Landslide Inventory. In D.H. Bell (ed.), *Proc. 6th Int. Symp. on Landslides* (Christchurch). Balkema, Rotterdam, vol. 1, pp.59-64.
- Cruden, D.B. & Eaton, T.M. (1987) - Reconnaissance of rockslide hazards in Kananaskis Country, Alberta. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 24, pp.414- 429.
- Cruden, D.B. & Krahn, J. (1978) - Franck rockslide, Alberta, Canada. In B. Voight (ed.), *Rock slides and avalanches*. Elsevier Scientific Publ. Co., New York, vol.1, pp.97-112.
- Daveau S. & Azevedo, T.M. (1980-81) - Aspectos e evolução do relevo da extremidade sudoeste da Arrábida (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. XXII, pp.163-180.
- Daveau, S. e colaboradores (1980) - Dois mapas climáticos de Portugal. Linha de Acção de Geografia Física - Relat. nº8. Centro de Estudo Geográficos, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 51 pp.
- De Freitas, M.H. & Watters, R.J. (1973) - Some field examples of toppling failure. *Géotechnique*, vol. 23, n. 4, pp.495-514.
- De Graff, J.V. & Canuti, P. (1988) - Using isopleth mapping to evaluate landslide activity in relation to agricultural practices. *Bull. IAEG*, n. 38, pp.61-71.
- Dearman, W.R. (1991) - Hazard and risk assessment. In: *Engineering Geological Mapping*. Butterworth-Heinemann Ltd, Oxford, Chapter 12, pp.315-338.
- Delaunay, J.; Humbert, M. & Vogt, J. (1977) - Le fichier national des mouvements de terrain en France: Application a l'étude des risques en Touraine. *Bull. IAEG*, n. 16, pp.23-25.
- Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L. & Ibsen, M.-L. (1996) - Introduction. In R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott & M.-L. Ibsen (eds.), *Landslide recognition - Identification, movement and courses*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, Report N.1 of the European Commission Environmental Programme, pp.1-12.
- Einstein, H.H. (1988) - Special lecture: Landslide risk assessment procedure. In C. Bonnard (ed.), *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides* (Lausanne). Balkema, Rotterdam, pp.1075-1090.
- Evans, S.G. & Hungr, O. (1993) - The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 30, pp.620-636.
- Fell, R. (1994) - Landslide risk assessment and acceptable risk. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 31, pp.261-272.

- Fernandes, M. (1993) - A Igreja de N^a Sra. da Assumpção. *Al-Madam*, II série, nº 2, pp.111-115.
- Ferreira, A.B. (1997) - Movimentos de terreno em Portugal - Deslizamentos e desabamentos. *Protecção Civil*, II série, nº 13, pp.9-15.
- Ferreira, A.B.; Zêzere, J.L. & Rodrigues, M.L. (1987) - Instabilité des versants dans la région au Nord de Lisbonne - Essai de cartographie geomorphologique. *Finisterra*, vol. XXII, nº 44, pp.227-246.
- Ferrer, M. & Ayala-Carcedo, F. (1997) - Landslides in Spain: Extend and assessment of the climatic susceptibility. In P. Marinos, G.C. Koukis, G.C. Tsimbaos & G.C. Stournaras (eds.), *Engineering Geology and the Environment*. Balkema, Rotterdam, pp.625-631.
- Finlay, P.J. & Fell, R. (1997) - Landslides: risk preception and acceptance. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 34, pp.169-188.
- Flageollet, J.C. & Weber, D. (1996) - Fall. In: R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott & M.-L. Ibsen (eds.), *Landslide recognition - Identification, movement and courses*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, Report N. 1 of the European Commission Environmental Programme, pp.13-28.
- Flores, A.M. (1987) - *Almada antiga e moderna - 2. Cacilhas*. C.M.Almada, Almada, 249 pp.
- Follaci, J.P. & Meneroud, J.P. (1973) - Les éboulements et la securité des routes en pays montagneux. *Symp. Sols et Sous-Sols et Sécurité des Constructions*, Cannes, t.I, pp.134-139.
- Folque, (1987) - Comportamento de maciços terrosos sob a acção de solicitações sísmicas. *Geotecnia* nº 51, pp.1-31.
- Fonseca, B. (1977) - Notes sur la géologie et la paléontologie du Miocène de Lisbonne. XVIII - Coupe de Palença, rive gauche du Tage: stratigraphie et micropaléontologie (Coccolithophoridés). *Ciências da Terra* (UNL), nº 3, pp.61-99.
- Francis, S.C. (1987) - Slope development through the threshold slope concept. In M.G. Anderson & K.S. Richards, *Slope Stability - Geotechnical Engineering and Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, Chapter 19, pp.601-624.
- Freire, M.E.F. (1989) - A planície litoral entre Trafaria e a Lagoa de Albufeira - estudo de geomorfologia litoral. *Estudos* (SNPRCN), nº 3, 204 pp.
- Freire de Andrade, C.B. (1933) - A tectónica do estuário do Tejo e dos vales ao largo da Costa da Caparica, e a sua relação com as nascentes termo-medicinais de Lisboa (considerações preliminares). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. XIX, pp.23-40.
- Freitas, M.C.P. (1995) - A Laguna de Albufeira (Península de Setúbal). Sedimentologia, morfologia e morfodinâmica. Dissertação de Doutoramento, Universidade de lisboa, 337 pp.
- Giani, G.P. (1992) - *Rock slope stability analysis*. Balkema, Rotterdam, 361 pp.
- Goudie, A. (1993) - Human influence in geomorphology. *Geomorphology*, n. 7, pp.37-59.
- Graham, J. (1984) - Methods of stability analysis. In D. Brunsden & D.B. Prior (ed.), *Slope Instability*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, Chapter 6, pp.171-215.

- Greenway, D.R. (1987) - Vegetation and slope stability. In M.G. Anderson & K.S. Richards (eds.), *Slope Stability*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, Chapter 6, pp.187-230.
- Guidicini, G. & Iwasa, O.Y. (1977) - Tentative correlation between rainfall and landslides in a humid tropical environment. *Bull. IAEG*, n° 16, pp.13-20.
- Guidicini, G. & Nieble, C.M. (1984) - *Estabilidade de taludes naturais e de escavações*. Ed. Edgard Blucher Ltda., S. Paulo, 2ª ed., 195 pp.
- Guimarães, J. (1981) - O Terramoto de 1755 visto por testemunhas ingleses. *História*, n° 36-37.
- Gupta, R.P. & Joshi, B.C. (1990) - Landslide hazard zoning using the GIS approach - a case study from Ramganga catchment, Himalayas. *Engineering Geology*, n° 28, pp.119-131.
- Hansen, A. (1984) - Landslide hazard analysis. In D. Brunnsden & D.B. Prior (ed.), *Slope Instability*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, Chapter 13, pp.523-602.
- Hartlén, J. & Viberg, L. (1988) - General report: Evaluation of landslide hazard. In C. Bonnard (ed.), *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides* (Lausanne). Balkema, Rotterdam, pp.1037-1057.
- Hearn, G.J. (1991) - Terrain hazard mapping at Ok Tedi Mine, Papua New Guinea. In D.H. Bell (ed.), *Proc. 6th Int. Symp. on Landslides* (Christchurch). Balkema, Rotterdam, vol. 2, pp.971-976.
- Heim, A. (1932) - *Bergsturz und menschenleben / Landslides and human lives*. Traduzido na íntegra por Nigel Skerner (1989), ed. autor, Vancouver, 195 pp.
- Hinojosa, J.A. & Leon, C. (1978) - Unstable soil mapping in Spain. *Proc. 3rd Cong. IAEG* (Madrid), vol. 2., section 1, pp.212-227.
- Hoek, E. & Bray, J.W. (1994) - *Rock slope engineering*. Chapman & Hall (publ. for the Institution of Mining and Metallurgy), London, 3rd ed., 358 pp.
- Holland, G.L. (1989) - Observations on the International Decade for Natural Disaster Reduction. *Natural Hazards*, n. 2, pp.77-82.
- Housner, G.W. (1989) - An International Decade of Natural Disaster Reduction: 1990-2000. *Natural Hazards*, n. 2, pp.45-75.
- Humbert, M. (1977) - La cartographie ZERMOS - modalités d'établissement des cartes de zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol. *Bull. BRGM*, 2^e sér., sec.III, n. 1/2, pp.5-8.
- Hutchinson, J.N. (1988) - Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology, General Report. In C. Bonnard (ed.), *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides* (Lausanne). Balkema, Rotterdam, vol.1, pp.3-35.
- Hutchinson, J.N. (1995) - Keynote paper: Landslide hazard assessment. In D.H. Bell (ed.), *Proc. 6th Int. Symp. on Landslides* (Christchurch). Balkema, Rotterdam, vol. 3, pp.1805-1841.
- Ibsen, M.-L.; Brunnsden, D.; Bromhead, E. & Collison, A. (1996) - Block slide. In: R. Dikau, D. Brunnsden, L. Schrott & M.-L. Ibsen (eds.), *Landslide recognition - Identification*,

- movement and courses*. John Wiley & Sons Ltd., London, Report N. 1 of the European Commission Environmental Programme, pp.74-77.
- Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica - INMG (1947-96) - *Anuário Sismológico de Portugal*. Lisboa.
- Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica - INMG (1988) - *Anuário Climatológico*. Lisboa.
- International Union of Geological Sciences Working Group on Landslides (1995) - A suggested method for describing the rate of movement of a landslide. *Bull. IAEG*, n. 52, pp.75-78.
- ISRM, Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests (1978) - Suggested methods for determining tensile strength of rock materials. *Int. J. Rock Mechanics Min. Sciences & Geomech. Abstracts*, vol. 15, pp.99-103.
- ISRM, Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests (1979) - Suggested methods for determining the uniaxial compressive strength and deformability of rock materials. *Int. J. Rock Mechanics Min. Sciences & Geomech. Abstracts*, vol. 16, pp.135-140.
- Jonet, S. (1972-73) - Étude des otolithes des téléostéens (Pisces) du Miocène des environs de Lisbonne. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. LVI, pp.107-328.
- Jonet, S. (1984) - Présence du genre *Alosa* (Pisces, Clupeides) dans l'Helvétien supérieur de Costa da Caparica (Portugal). In *Volume d'Hommage au Géologue Georges Zbyszewski*, Paris, pp.289-299.
- Kim, K.; Hong, W.P.; Kim, Y.M. (1991) - Prediction of rainfall-triggered landslides in Korea. In D.H. Bell (ed.), *Proc. 6th Int. Symp. on Landslides* (Christchurch). Balkema, Rotterdam, vol. 2, pp.989-994.
- Knighton, D. (1989) - *Fluvial forms and processes*. Edward Arnold ed., London, 3rd. ed., 215 pp.
- Kováčik, M. & Modlitba, I. (1988) - Evaluation of the susceptibility to deformation of slopes - An example from Czechoslovakia. In C. Bonnard (ed.), *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides* (Lausanne). Balkema, Rotterdam, pp.1193-1195.
- Kováčik, M. & Suchánková, Z. (1993) - Systematic inventory of slope deformations in the Slovak Republic, its use and possibilities. In S. Novosad & P. Wagner, *Landslides - 7th Int. Conference & Field Workshop* (Ostrava e Bratislava). Balkema, Rotterdam, pp.43-50.
- Kullberg, J.C. (1992) - Neogene tectonics in Portugal. First Congress R.C.A.N.S. - Atlantic general events during Neogene. *Ciências da Terra* (UNL), nº especial II, pp.25-28.
- Kullberg, M.C. & Kullberg, J.C. (1998) - Estudo fotogeológico e interpretação tectónica da Serra da Arrábida. *Gaia* (no prelo).
- Lamas, P.C. (1989) - *Carta de riscos de movimentos de terrenos dos taludes da margem Sul do Tejo (Cacilhas-Trafaria)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Nova de Lisboa, 110 pp.
- Lamas, P.C.C. & Rodrigues-Carvalho, J.A. (1991) - Carta de riscos de movimentos de terrenos dos taludes entre Cacilhas e Trafaria. *4º Cong. Nac. de Geotecnia* (Lisboa), SPG, Lisboa, vol. 1, pp.81-86.

- Lamas, P.C.C. & Rodrigues-Carvalho, J.A. (1994) - A case of landslide hazard zonation in Almada county. *In* R. Oliveira, L. F. Rodrigues, A.G. Coelho & A. P. Cunha (eds.), *Proc. 7th Int. Cong. IAEG* (Lisbon). Balkema, Rotterdam, vol. 3, pp.2239-2243.
- Legget, R.F. (1993) - Donald MacDonald and the Panama Canal. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 30, pp.555-568.
- Lencastre, A. & Franco, F.M. (1992) - *Lições de hidrologia*. Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa, Monte de Caparica, 2ª ed., 453 pp.
- LNEC (1967) - Especificação E 195 (1966): Solos: Preparação por via seca de amostras para ensaios de identificação.
- LNEC (1967) - Especificação E 196 (1966): Solos. Análise granulométrica.
- LNEC (1968) - Especificação E 219 (1968): Prospeção geotécnica de terrenos: Vocabulário.
- LNEC (1971) - Especificação E 240 (1970): Solos. Classificação para fins rodoviários.
- LNEC (1971) - Especificação E 239 (1970): Solos. Análise granulométrica por peneiração húmida.
- Mahr, T. & Malgot, J. (1985) - Devastation of the environment by landslides activated by construction. *Bull. IAEG*, n. 31, pp.81-88.
- Malatrait, A.M.; Letourneur, J. & Antoine, P. (1977) - Essai de cartographie systematique des mouvements de terrain dans les Alpes francaises. *Bull. IAEG*, n. 16, pp.39-46.
- Malgot, J.; Baliak, F. & Mahr, T. (1986) - Prediction of the influence of underground coal mining on slope stability in the Vtácnik mountains. *Bull. IAEG*, n. 33, pp.56-65.
- Malgot, J. & Mahr, T. (1979) - Engineering geological mapping of the West Carpathian landslide areas. *Bull. IAEG*, n. 19, pp.116-121.
- Marie, R.F. (1988) - Les chutes de blocs dans le plan d'exposition aux risques de Gavarnie (Hautes Pirénées, France). *In* C. Bonnard (ed.), *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides* (Lausanne). Balkema, Rotterdam, vol. 2, pp.1197-1199.
- Marques, F.M.F. (1997) - *As arribas do litoral do Algarve. Dinâmica, processos e mecanismos*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 556 pp.
- Marques, F.M.F. & Romariz, C. (1991) - Nota preliminar sobre a evolução de arribas litorais. *4º Cong. Nac. de Geotecnia* (Lisboa), SPG, Lisboa, vol. 1, pp.57-66.
- McClay, K.R. (1991) - *The mapping of geological structures*. John Wiley & Sons, London, Geological Society of London Handbook, 161 pp.
- McKnight, T.L. (1996) - *Physical Geography - A landscape appreciation*. Prentice-Hall, New Jersey, 5th ed., 616 pp.
- Mineiro, A.C. (1994) - Avaliação do potencial de liquefacção sísmica de solos. O risco de insucesso com métodos "acreditados". Os ensinamentos da Barragem de Al Wahda em Marrocos". *2º Encontro sobre sismologia e Engenharia Sísmica*. FEUP, Porto, 43 pp.
- Moreira, V.J.S. (1979) - Contribuição para o conhecimento da sismicidade histórica de Portugal Continental. *Revista do INMG*, vol. 2, n. 3 e 4, pp.121-136.

- Morgan, R.P.C. (1984) - Soil degradation and erosion as a result of agricultural practice. In K.S. Richards, R.R. Arnet & S. Ellis (eds.) *Geomorphology and soils*. George Allen & UNWIN, London, pp.379-416.
- Mostyn, G.R. & Small, J.C. (1987) - Methods of stability analysis. In: B. Walker & R. Fell (eds.), *Soil slope instability and stabilisation*. Balkema, Rotterdam, 439 pp.
- Nach, D. (1989) - A comparative review of limit equilibrium methods of stability analysis. In M.G. Anderson & K.S. Richards (eds.), *Slope Stability*, John Wiley & Sons Ltd., London, Chapter 2, pp.11-75.
- Nemckoc, A.; Pasék, J. & Rybár, J. (1972) - Classification of landslides and other mass movements. *Rock Mechanics*, vol. 4, n. 2, pp.71-78.
- Neves, M.B.H. (1995) - *Desmoronamentos e queda de blocos em taludes naturais e de escavação*. Dissertação de Mestrado, Universidade Nova de Lisboa, 174 pp.
- Nianxue, Z. & Zhuping, S. (1991) - Probability analysis of rain-related occurrence and revival of landslides in Yungyang-Fengjie area in East Sichuan. In D.H. Bell (ed.), *Proc. 6th Int. Symp. on Landslides* (Christchurch). Balkema, Rotterdam, vol.2, pp.1077-1084.
- NP (1966) - Norma Portuguesa NP-84: Solos. Determinação do teor em água.
- NP (1969) - Norma Portuguesa NP-143: Solos. Determinação dos limites de consistência.
- Norman, S.A.; Schaetzl, R.J. & Small, T.W. (1995) - Effects of slope angle on mass movement by tree uprooting. *Geomorphology*, n.14, pp.19-27.
- Nunes, J.C.; Ramalhe D. & Senos, M.L. (1994) - A sismicidade na zona ribeirinha de Lisboa entre o Terreiro do Paço e Sacavém. 2º *Encontro sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*, FEUP, Porto, pp.I.35-I.39.
- Oliveira, C.S. (1977) - Sismologia, sismicidade e risco sísmico. Aplicação em Portugal. *Relatório não publicado*, LNEC, Lisboa.
- Oliveira, C.S. (1986) - A sismicidade histórica e a revisão do catálogo sísmico; Estudo integrado no PIDDAC/PE. *Relatório não publicado*, LNEC - Dep. Estruturas, 99/86, Procº 36/11/7368.
- Oliveira, C.S. (1988) - Distribuição dos danos ocorridos em Lisboa aquando dos principais sismos históricos. *Protecção Civil*, vol. I, nº 4, pp.2-10.
- Oliveira, R. (1967) - *Contribuição para o estudo do estuário do Tejo*. LNEC, Lisboa, 61 pp.
- Ottosson, E. (1991) - The Swedish Commition on Slope Stability. In D.H. Bell (ed.), *Proc. 6th Int. Symp. on Landslides* (Christchurch). Balkema, Rotterdam, vol. 1, pp.171-176.
- Pais, J. (1981) - *Contribuição para o conhecimento da vegetação miocénica da parte ocidental da bacia do Tejo*. Dissertação de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 328 pp.
- Palmquist R.C. & Bible G. (1980) - Conceptual modelling of landslide distribution in time and space. *Bull. IAEG*, n. 21, pp.178-186.
- Panet, M. & Rotheval, J.-P. (1976) - Stabilité des talus rocheux. *Bull. Liaison Laboratoires Ponts et Chaussées*, n. spécial III - Stabilité des Talus 2: Déblais et Remblais, pp.171-185.

- Pasék, J.; Rybár, J. & Spurek, M. (1977) - Systematic registration of slope deformations in Czechoslovakia. *Bull. IAEG*, n. 16, pp.48-51.
- Pereira, A.R. (1988) - Aspectos do relevo de Portugal - Litorais Ocidental e Meridional da Península de Setúbal. *Finisterra*, vol. XXIII, nº 46, pp.335-349.
- Pereira de Sousa, F.L. (1928) - *O Terramoto do 1º de Novembro de 1755 em Portugal e um estudo demográfico. Vol. III (Distrito de Lisboa)*. Serv. Geol. de Portugal, Lisboa.
- Polloni, G.; Ceriani, M.; Lauzi, S.; Padovan, N. & Crosta, G. (1991) - Rainfall and soil slipping in Valtellina. In D.H. Bell (ed.), *Proc. 6th Int. Symp. on Landslides* (Christchurch). Balkema, Rotterdam, vol.2, pp.183-188.
- Prandini, L.; Guidicini, G.; Bottura, J.A.; Ponçano, W.L. & Santos, A.R. (1977) - Behavior of the vegetation in slope stability: a critical review. *Bull. IAEG*, n. 16, pp.51-55.
- Prates, S. & Dias, I. (1998) - Caracterização mineralógica, química e tecnológica das formações com paligorskite da Bacia terciária do Tejo - Portugal. *Geolis*, 9 pp. (no prelo).
- Radbruch-Hall, D.H.; Colton, R.B.; Davies, W.E.; Lucchitta, I.; Skipp, B.A. & Varnes, D.J. (1982) - Landslide overview map of the conterminous United States. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, n. 1183, 23 pp.
- Rebello F.M.S. (1966-67) - Vertentes do Rio Dueça. *Bol. Centro de Estudos Geográficos (FL/UC)*, pp.153-237.
- Reis, R.M. & Gonçalves, M.Z. (1981) - Caracterização climática da região agrícola do Ribatejo e Oeste. *O Clima de Portugal* (INMG), fasc. XXXII, 194 pp.
- Ribeiro, A. (1984) - Néotectonique du Portugal. In *Livro de homenagem a Orlando Ribeiro*. Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 1º vol., pp.173-182.
- Ribeiro, A. (1988) - A tectónica Alpina em Portugal. *Geonovas*, vol. 10, pp.9-11.
- Ribeiro, A. (1989) - Risco sísmico na região de Lisboa: actualização de conhecimentos das fontes sismogénicas. *Protecção Civil*, vol. II, nº 6, pp.2-3.
- Ribeiro, A.; Antunes, M.T.; Ferreira, M.P.; Rocha, P.B.; Soares, A.F.; Zbyszewski, G.; Almeida, F.M. de; Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979) - *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.
- Ribeiro, A. & Cabral, J. (1994) - Carta neotectónica e risco sísmico. *2º Encontro sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*, FEUP, Porto, pp.I.1-I.8.
- Ribeiro, A.; Kullberg, M.C.; Kullberg, J.C.; Manuppella, G. & Phipps, S. (1990) - A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, vol. 184, pp.357-366.
- Ribeiro, A.; Ramalho, M.; Azevedo, M.T. & Cabral, J. (1986) - A Neotectónica na Península de Setúbal (guia de campo para a excursão B2/B3). *2º Cong. Nac. de Geologia*, Universidade de Lisboa, 27 pp.
- Ribeiro, O.; Lautensach, H. & Daveau, S. (1988) - *Geografia de Portugal, 2. O ritmo climático e a paisagem*. Ed. Sá da Costa Lda., Lisboa, 1ª ed. pp.335-623.

- Rice, R.J. (1988) - *Fundamentals of geomorphology*. Longman Scientific & Technical, Harlow, 2nd ed., 420 pp.
- Richards, K.S. & Lorriman, N.R. (1987) - Basal erosion and mass movement. In M.G. Anderson & K.S. Richards (eds.), *Slope Stability*. John Wiley & Sons Ltd., London, Chapter 10, pp.331-357.
- Ritchie, A.M. (1964) - Estudio de la caída de rocas y su control. *Bol. Inf. Lab. Transporte y Mecánica del Suelo*, nº 32, pp.61-78.
- Rocha, M. (1981) - *Mecânica das Rochas*, LNEC, Lisboa, 445 pp.
- Rochet, L. (1987) - Application des modèles numériques de propagation à l'étude des éboulements rocheux. *Bull. Liaison Laboratoires Ponts et Chaussées*, n. 150-151, pp.84-95.
- Rodrigues, D.M.M. & Ayala-Carcedo, F.J. (1994) - Landslides in the Machico area on Madeira Island. In R. Oliveira, L. F. Rodrigues, A.G. Coelho & A. P. Cunha (eds.), *Proc. 7th Int. Cong. IAEG* (Lisbon). Balkema, Rotterdam, vol. 3, pp.1495-1500.
- Rodrigues L.F. & Coelho, A.G. (1989) - Landslides in Portugal - Extent and economic significance. In Brabb, E.E. & Harrod, B.L. (eds.), *Landslides: Extent and economic significance*, Balkema, Rotterdam, pp.179-189.
- Rodrigues, M.L. & Zêzere, J.L. (1992) - Cartografia geomorfológica de pormenor. Exemplos da região a Norte de Lisboa e do maciço calcário estremenho. *Geonovas*, nº especial 1, pp.119-1133.
- Rodrigues-Carvalho, J.A.; Canhão, J. & Chaves, M.A. (1991) - Notícia explicativa da Carta de Cadastro Hidrogeológico da Margem Sul do Tejo (Cacilhas-Cova do Vapor). *Relatório interno*, Secção Autónoma de Geotecnia (FCT/UNL), Monte de Caparica.
- Rodrigues-Carvalho, J.A.; Chaves, M.A., Lamas, P.C. & Silva, A.P. (1990) - Nota descritiva da carta de declives dos taludes da Margem Sul do Tejo (Cacilhas-Trafaria), na esc. 1:2.000. *Relatório interno*, Secção Autónoma de Geotecnia, FCT/UNL, Monte de Caparica.
- Rodrigues-Carvalho, J.A.; Chaves, M.A. & Silva, A.P. (1989) - Nota descritiva da geologia da Margem Sul do Tejo (Cacilhas-Trafaria), na esc. 1:2.000. *Relatório interno*, Secção Autónoma de Geotecnia, FCT/UNL, Monte de Caparica.
- Rodrigues-Carvalho, J.A. & Costa, C. Nunes (1986) - Modificações nas escarpas da Margem Sul do Tejo entre 1958 e 1975 - Um exemplo de utilização de Deteção Remota para o estudo da influência antrópica nos processos geológicos e naturais. *Bol. Geotécnico* (SAGT-FCT/UNL), nº 2, pp.175-197.
- Rodrigues-Carvalho, J.A. & Lamas, P.C. (1987) - Carta de movimentos de terrenos dos taludes da Margem Sul do Tejo. *Bol. Geotécnico* (SAGT-FCT/UNL), nº 3, pp.57-70.
- Romana, M. (1991) - Correction methods for soil instability in natural slopes. In M.E.Almeida-Teixeira, R. Fantechi, R. Oliveira & A.G. Coelho (eds.), *Prevention and control of landslides and other mass movements*. Commission of the European Communities, Lisbon, pp.181-201.

- Ruiz, R.M.M. & Gijón, M.F. (1994) - Methodology for landslides hazard map 1: 10 000 in the area of Monachil (Granada, Spain). In R. Oliveira, L.F. Rodrigues, A.G. Coelho & A.P. Cunha (eds.), *Proc. 7th Int. Cong. IAEG* (Lisbon). Balkema, Rotterdam, vol. 4, pp.2059-2064.
- Senos, M.L.; Ramalheite, D. & Taquelim, M.J. (1994) - Estudo dos principais sismos que atingiram o território de Portugal Continental. *2º Encontro sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*. FEUP, Porto, pp.I.75-I.84.
- Serviços Geológicos de Portugal (1940) - Carta Geológica de Portugal na escala 1:20 000. Lisboa.
- Serviços Geológicos de Portugal (1992) - Carta Geológica de Portugal na escala 1:500 000. Lisboa.
- Seshagiri, D.N.; Upendran, R.; Lackshmikanthan, C.B. & Subramanian, K (1982) - Landslide zonation in Nilgiri plateau, Tamil Nadu, India. *Proc. 4th Int. Congress IAEG* (New Delhi), vol.1, pp.I.379-I.390.
- Skempton, A.W. & Hutchinson, J. (1969) - Stability of natural slopes and embankment foundations. State of the art report. *Proc. 7th Int. Conf. Soil Mech. Found. Engng.* (Mexico). State of the art volume, pp.291-340.
- Silva, A.P.F. da (1990) - *Cartografia geotécnica assistida por computador*. Dissertação de Mestrado, Universidade Nova de Lisboa, 152 pp.
- Silva, B.(1893) - *Estudo histórico hidrográfico sobre a Barra e o Porto de Lisboa*. Tomo I. Imprensa Nacional, Lisboa, 179 pp.
- Simões, M.M. & Costa, F.E. (1992) - Cartas de isoietas mensais para as bacias hidrográficas dos rios Tejo e Sado. *Ciências da Terra*, nº11, pp.149-171.
- Shelton, J.W. (1984) - Listric normal faults: an illustrated summary. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 68, n. 7, pp.801-815.
- Smallwood, A.R.H.; Morley, R.S.; Hardingham, A.D.; Ditchfield, C. & Castleman, J. (1997) - Quantitative risk assessment of landslides: case histories from Hong-Kong. In P. Marinos, G.C. Koukis, G.C. Tsimbaos & G.C. Stournaras (eds.), *Engineering Geology and the Environment*. Balkema, Rotterdam, pp.1055-1060.
- Sousa (1981) - *Fortalezas de Almada e seu termo*. Arquivo Histórico da Câmara Municipal de Almada (ed.), 160 pp.
- Sousa, R.P. de (1984-85) - Evolução do perímetro urbano de Almada (séculos XIV-XVIII). *Al-Madam*, n. 4-5, pp.35-38.
- Stenvenson (1977) - An empirical method for the evaluation of relative landslip risk. *Bull. IAEG*, n.16, pp.69-72.
- Strahler, A. N. (1975) - *Physical geography*. John Wiley & Sons Ltd., New York, 4th ed., 643pp.

- Tachker, Y. (1973) - Methodes utilisées dans le departement de l'Isère pour la delimitation des zones exposées a des risques naturels. *Symp. Sols et Sous-Sols et Sécurité des Constructions*, Cannes, t. I, pp.384-388.
- Taylor, J.H. (1956) - Relatório de estudos das ligações rodoviárias e ferroviárias entre Lisboa e a margem Sul do Tejo. *Relatório não publicado*, Lisboa.
- Terzaghi, K. (1950) - Mechanism of landslides. *In: Application of Geology to Engineering Practice*. The Geological Society of America, Engineering Geology (Berkey) volume, pp.83-123.
- Terzaghi, K. & Peck, R.B. (1967) - Soil mechanics in engineering practice. John Wiley & Sons, 729 pp.
- Thomas, A. (1973) - Determination et cartographie des zones de risque en Mécanique des Sols. *Symp. Sols et Sous-Sols et Sécurité des Constructions*, Cannes, t. I, pp.202-210.
- Vanne, J.-R. & Mougenot, D. (1981) - La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse geomorphologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, n° 28, 86 pp.
- Varnes, D.J. (1978) - Slope movement, types and processes. *In: R.L. Schuster & R. J. Krizek (eds.), Landslides - Analysis and Control*. Nat. Acad. of Sciences, Washington D.C., Transportation Research Board Special Report 176, pp. 11-33.
- Varnes, D.J. (1984) - *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. UNESCO - Landslides Hazards, Series 3, Paris, 63 pp.
- Vatan, A. (1969) - *Manuel de sédimentologie*. Éd. Technip, Paris, 397 pp.
- Viles, H. & Spencer, T. (1995) - Coastal problems - Geomorphology, ecology and society at the coast. Edward Arnold, London, 350 pp.
- Vogt, J. (1973) - La contribution possible d'un inventaire systématique des témoignages du passé à l'appréciation du comportement des terrains et à la prévision des "risques géotechniques". *Symp. Sols et Sous-Sols et Sécurité des Constructions*, Cannes, t. I, pp.212-217.
- White, G.W. & Legget, R.F. (1981) - Mather and landslides: 1838. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 18, pp.294-296.
- Wolle, C.M. (1986) - Poluição e escorregamentos - causa e efeito na Serra do Mar em Cubatão - SP. *VIII Cong. Bras. de Mec. dos Solos e Eng. de Fundações* (P. Alegre), Associação Brasileira de Mecânica dos Solos, vol. VII, pp. 178-190.
- Wyllie, D.C. (1980) - Toppling rock slope failures. Examples of analysis and stabilization. *Rock Mechanics*, vol. 13, pp.89-98.
- Xiao, H.B. & Suppe, J. (1989) - Role of compaction in listric shape of growth normal faults. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 73, n. 6, pp.777-786.
- Zaruba, Q. & Mencl, V. (1982) - *Landslides and their control*. Elsevier Scientific Publ. Co., Amsterdam, 2nd ed., 324 pp.
- Zbyszewski, G. (1957) - Le Burdigalien de Lisbonne. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. XXXVIII, pp.91-226.

Zbyszewski, G. (1963) - Carta geológica dos arredores de Lisboa na escala 1:50 000. Notícia Explicativa da folha 4 (Lisboa). *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 93 pp..

Zuquete, L.V.; Pejón, O.J.; Gandolfi, N. & Paraguassu, A.B. (1995) - Considerações básicas sobre a elaboração de cartas de zoneamentos de probabilidades ou possibilidade de ocorrer eventos perigosos e de riscos associados. *Geociências*, vol. 14, nº2, pp.9-39.

RELATÓRIOS TÉCNICOS

Administração Geral do Porto de Lisboa (1973) - Estuário do Tejo. Esquema de correntes, Maré viva - Estiagem. Campanhas 1972-73.

Belbetões (1990) - Tagol, Companhia de Oleaginosas Tejo, SA - Instalações de Palença -
- Consolidação localizada da escarpa na zona dos silos metálicos. Nota técnica.

CEGSA (1991a) - Edifício da administração central da FCT/UNL. Estudo geológico-geotécnico.

CEGSA (1991b) - Terreno situado entre os campos de ténis e de futebol da FCT/UNL. Estudo geológico-geotécnico.

CEGSA (1991c) - Terreno situado no Núcleo Sul da expansão física da FCT/UNL (zona de construção do Centro de Diversificação Curricular - UNINOVA). Estudo geológico-geotécnico.

Cenor (1983) - Estabilização superficial dos taludes da Zona II - Execução das obras. Relatório final.

Cenor (1984) - Consolidação da escarpa calcária - Fase prioritária dos trabalhos.

Construções Técnicas (1959) - Soc. Nacional de Petróleos. Prospeção de terreno em Porto Brandão - 2ª fase.

Construções Técnicas (1960) - Shell Portuguesa - Estudo de estabilidade de taludes na Banática.

Construções Técnicas, SARL (1973) - Profabril, Centro de Projectos SARL - Prospeção geotécnica para estudo das fundações de dois tanques nas instalações da SONAP em Porto Brandão. Relatório.

Construções Técnicas, SARL (1975) - Fundo de Fomento da Habitação - Plano integrado de Almada - Monte de Caparica - Reservatório de água. Reconhecimento geotécnico.

Construções Técnicas, SARL (1978) - Lisnave, Estaleiros Navais de Lisboa, SARL. Prospeção geotécnica em Porto Brandão. Vol. 1/3.

Construções Técnicas, SARL (1980) - EPAC - Reconhecimento geológico e geotécnico da área de expansão portuária Trafaria-Bugio - Relatório.

Construções Técnicas, SARL (1982) - TAGOL - Companhia de Oleaginosas Tejo. Prospeção geotécnica para estudo das fundações de silos metálicos em Palença. Relatório.

- Construções Técnicas, SARL (1984) - Shell Portuguesa, SARL - Prospeção geotécnica dos terrenos nas instalações da Banática. Relatório.
- Construções Técnicas, SARL (1991) - Shell Portuguesa, SA - Instalações da Banática - Estudo geológico da zona poente. Relatório.
- Dames & Moore Iberia, SA (1977a) - Esso Portuguesa SARL - Report - Geotechnical study - Retaining wall foudation failure - Trafaria terminal.
- Dames & Moore Iberia, SA (1977b) - Esso Portuguesa SARL - Informe - Estudio geotecnico - Comprobacion de muros de contencion y desmontes existentes - Cimentacion del nuevo cilindro de almacenamiento de gas - Terminal da Trafaria.
- Engil (1996) - Câmara Municipal de Almada - Departamento de Obras Municipais - Reconhecimento geológico e geotécnico dos terrenos interessados na estabilidade do talude e da costeira da escarpa poente de Porto Brandão. (9)
- LNEC - Serviço de Geotecnia - Div. Prospeção, Estradas e Aeródromos (1963) - Consolidação de uma estrada em Cacilhas - 1º Relatório.
- LNEC - Serviço de Geotecnia (1964a) - Esso Standard Portuguesa - Parque de armazenamento - Quinta dos Buxos - Prospeção geotécnica.
- LNEC - Serviço de Geotecnia - Div. Prospeção (1964b) - Escorregamentos de terras na Banática.
- LNEC - Serviço de Geotecnia - Div. Prospeção (1964c) - Consolidação das arribas adjacentes ao Asilo 28 de Maio - 1º Relatório.
- LNEC - Serviço de Geotecnia - Div. Prospeção (1964d) - Deslizamento de terras em Porto Brandão.
- LNEC - Serviço de Geotecnia - Div. Prospeção (1970) - Estudos relativos à consolidação dos taludes das zonas I e II das instalações da Banática - Estudo realizado para a Shell.
- LNEC (1973) - Fundo de Fumento da Habitação - Estudos geotécnicos de apoio ao plano urbanístico do Monte de Caparica - Relatório final. Proc. 54/1/4544.
- LNEC (1976) - Estudos relativos às escarpas marginais, entre Cacilhas e Trafaria. Estudo realizado para a AGPL, CMA e FFH. *Relatório não publicado*, LNEC, Lisboa.
- Município de Almada - Câmara municipal (1996) - Relatório sobre os acidentes naturais verificados na frente norte do concelho.
- Personda, Soc. de Perfuração de Sondagens Lda. (1989) - Francisco Pereira, Pera de Cima - Almada. Furo de captação (ensaio). Relatório Final.
- Profabril (1968) - Sonap - Instalações de Porto Brandão - Projecto do novo parque de armazenamento - Memória descritiva - Terraplenagens gerais, drenagens, arruamentos e fundações.
- Profabril (1979) - Esso Portuguesa SARL - Reparação dos danos causados pela invernia - Ante-projecto - Estudo nº 5727.
- Profabril (1992) - ETC-Terminais marítimos, S.A. - Escarpa de Porto Brandão sob o Lazareto - Prospeção Geotécnica.

- SAGT (1989) - Estudo geológico e geotécnico preliminar da área de expansão da Tagol. *Relatório não publicado*, Secção Autónoma de Geotecnia, FCT/UNL, Monte de Caparica.
- SAGT (1990) - Estudo geológico e geotécnico do talude sobranceiro às instalações da ETC -
- Terminais marítimos, S.A., em Porto Brandão. *Relatório não publicado*, Secção Autónoma de Geotecnia, FCT/UNL, Monte de Caparica.
- SAGT (1992) - Observação da escarpa sob o seminário de S. Paulo - Almada. *Relatório não publicado*, Secção Autónoma de Geotecnia, FCT/UNL, Monte de Caparica.
- SAGT (1996) - Desmoronamento da falésia das Abas da Raposeira. Proposta de estabilização da falésia, Esquema de realojamento da população em risco. *Relatório não publicado*, Secção Autónoma de Geotecnia, FCT/UNL, Monte de Caparica.
- SEG, Serviço de Engenharia e Geotecnia (1996) - Aluimento de terras na EN 377-1. Reconhecimento geológico e geotécnico.
- Sondagens Rodio (1955) - MOP, Junta Autónoma de Estradas, Divisão de Serviço de Pontes. Relatório duma sondagem profunda para reconhecimento geológico dos terrenos da margem esquerda do Tejo na zona da Banática.
- Sondagens Rodio (1979) - Petrolgal - Porto Brandão - Movimentos e escorregamentos de terras. Nota técnica.
- Tecnasol, Injecções, Sondagens e Fundações, Lda. (1987) - Município de Almada, Serviços Municipalizados de Água e Saneamento - Projecto do túnel Tg. Estudo geológico e geotécnico.
- Tecnasol,/FGE (1996) - Ensul - Empreendimentos Norte e Sul, SA - Talude na Quinta da Corvina - S. João da Caparica. Relatório da prospecção geológica e geotécnica.
- Teixeira Duarte, Empresa de Sondagens e Fundações (1963) - Sociedade Reparadora de Navios, Lda. - Estudo da consolidação das escarpas.
- Teixeira Duarte, Empresa de Sondagens e Fundações (1968) - Profabril - Sonap - Instalações de Porto Brandão. Prospecção geotécnica.
- Teixeira Duarte, Empresa de Sondagens e Fundações (1970) - Fábrica Mendes Godinho, SARL -
- Fábrica da Soja - Palença. Prospecção geotécnica (complementar); Relat. 1598.
- Teixeira Duarte, Empresa de Sondagens e Fundações (1973) - MOP - Fundo de Fomento da Habitação - Urbanização do Monte de Caparica. Reconhecimento geotécnico.
- Teixeira Duarte, Empresa de Sondagens e Fundações (1976) - Tagol, Companhia de Oleaginosas Tejo, SARL - Palença - Estabilidade dos taludes. Estudo prévio.
- Teixeira Duarte, Empresa de Sondagens e Fundações (1992) - Câmara Municipal de Almada -
- Escorregamento da escarpa adjacente ao miradouro Luís de Queiróz, em Almada -
- Estabilização imediata da estrada de acesso ao Olho de Boi.
- Teixeira Duarte, Engenharia e Construções, SA (1996) - Câmara Municipal de Almada -
- Escorregamento da Quinta da Corvina - S. Pedro da Trafaria - Concepção/Construção da consolidação do muro a montante dos escorregamentos e execução de campanha de sondagens. Reconhecimento geotécnico - Relat. 4349.

ANEXO I

Precipitações mensais e anuais e máximos diários nas estações meteorológicas de Oeiras/Sassoeiros e de Lisboa/IGIDL, entre os anos hidrológicos de 1955/56 e de 1992/93.

Anexo I.1 - Estação de Oeiras/Sassoeiros

Anexo I.2 - Estação de Lisboa/IGIDL

Anexo I.1 - Estação Meteorológica de Oeiras/Sassoeiros

ANO	Out. (mm)	Nov. (mm)	Dez. (mm)	Jan. (mm)	Fev. (mm)	Mar. (mm)	Abr. (mm)	Mai. (mm)	Jun. (mm)	Jul. (mm)	Ago. (mm)	Set. (mm)	Total anual	Prec. Máx. em 24h	Data
1955/56	21,1	293,7	139,6	133,3	51,6	168,4	60,1	25,0	0,0	3,4	44,8	61,7	1002,7	39,4	18-Jan
1956/57	68,8	70,1	42,8	24,6	72,9	77,2	31,2	36,5	17,5	4,7	1,2	23,9	471,4	44,0	24-Nov
1957/58	11,0	53,0	59,3	135,4	55,0	58,4	32,4	16,6	14,8	1,2	29,3	5,2	471,6	40,5	28-Jan
1958/59	21,7	40,8	244,1	96,8	74,1	166,1	58,1	84,4	0,2	0,0	0,0	69,8	855,9	50,5	01-Dez
1959/60	76,6	115,2	117,0	85,4	93,2	158,5	57,6	98,1	6,5	0,0	3,0	21,0	832,1	42,3	26-Jan
1960/61	264,4	112,7	81,8	67,8	41,6	43,4	39,1	96,6	25,7	0,3	0,3	12,6	786,5	31,5	07-Nov
1961/62	19,2	200,2	87,6	90,6	50,5	103,6	31,5	21,2	2,7	0,5	0,0	54,5	662,1	39,0	01-Jan
1962/63	105,2	95,4	49,1	220,3	105,7	71,7	83,2	12,5	25,5	0,0	0,0	4,5	773,1	51,3	11-Out
1963/64	22,5	182,0	284,0	93,0	77,6	100,0	38,5	26,5	14,0	5,0	1,0	19,5	863,6	58,5	16-Jan
1964/65	6,5	49,5	60,0	59,8	57,5	148,0	13,5	5,0	0,0	0,0	0,0	67,5	467,3	53,0	01-Mar
1965/66	237,5	131,7	62,5	132,3	226,2	0,0	147,0	1,0	5,5	0,0	7,5	17,6	968,8	53,0	18-Abr
1966/67	49,5	66,6	23,2	56,0	92,0	47,4	51,0	23,5	0,5	0,0	4,0	0,0	413,7	38,0	06-Nov
1967/68	57,5	250,5	25,5	1,0	134,3	104,4	48,2	51,4	15,6	0,0	2,4	21,8	712,6	155,0	26-Nov
1968/69	113,2	237,8	120,7	147,0	170,8	137,3	21,2	55,8	35,0	2,5	0,0	35,1	1076,4	80,5	15-Nov
1969/70	106,7	97,4	30,2	277,8	19,4	43,1	18,5	93,4	98,0	1,0	15,0	0,6	801,1	45,8	03-Jan
1970/71	6,5	59,0	27,4	122,4	17,2	55,1	105,5	142,3	53,8	5,6	10,4	0,0	605,2	35,0	13-Jan
1971/72	2,0	15,5	68,5	143,2	146,3	103,9	6,9	36,4	4,1	2,6	0,4	22,5	552,3	31,0	29-Dez
1972/73	127,3	50,5	158,7	81,1	25,2	16,1	18,5	110,7	0,6	8,0	0,0	15,0	611,7	30,0	08-Dez
1973/74	9,4	84,5	88,7	91,1	77,4	48,5	68,0	25,9	48,7	0,1	0,0	0,2	542,5	30,0	05-Nov
1974/75	9,6	39,4	12,5	51,4	139,3	146,5	14,8	22,3	41,0	0,0	0,0	0,0	476,8	33,2	28-Fev
1975/76	0,0	36,3	107,2	49,1	54,7	31,5	100,8	1,7	0,0	18,0	43,0	57,6	499,9		
1976/77	88,1	154,9	197,7	465,1	120,6	38,8	15,9	8,4	31,1	7,4	0,0	11,5	1139,5		
1977/78	196,2	58,2	177,5	72,6	135,5	50,3	70,0	43,0	9,0	0,0	0,0	8,8	821,1	54,0	09-Dez
1978/79	65,0	61,1	237,9	138,0	191,5	106,7	69,4	9,0	10,2	0,9	0,0	1,0	888,7	45,8	25-Jan
1979/80	193,2	17,2	17,5	40,7	83,3	59,3	4,8	1,4	5,5	2,5	23,6	10,0	459,0		
1980/81	53,1	78,7	11,4	13,0	33,3	65,1	116,2	33,2	5,8	0,0	0,0	0,0	409,8		
1981/82	45,7	1,2	185,5	111,6	71,2	18,0	46,9	5,2	6,3	10,0	7,9	38,9	548,4	46,3	30-Dez
1982/83	18,9	156,5	39,1	6,7	40,0	2,7	81,0	52,7	11,0	1,8	4,0	0,2	414,6	46,7	07-Nov
1983/84	32,7	291,8	81,5	38,7	13,4	43,0	41,3	69,1	15,6	2,5	0,0	3,4	633,0		
1984/85	41,7	134,6	55,0	176,2	153,6	30,5	100,6	44,4	3,4	0,5	0,0	2,9	743,4		
1985/86	0,1	122,8	99,9	78,3	142,0	26,8	46,5	19,2	3,1	0,0	4,2	92,0	634,7		
1986/87	23,9	86,7	60,7	97,2	137,8	33,7	44,5	1,1	1,2	1,2	30,1	23,7	541,8		
1987/88	97,8	93,2	149,1	110,5	133,8	6,5	66,2	61,9	33,7	42,7	0,0	0,0	795,4		
1988/89	60,9	100,5	13,9	62,8	77,1	38,2	112,1	34,2	0,0	0,0	1,6	16,6	517,9		
1989/90	112,6	225,2	285,2	61,9	6,4	50,7	107,8	5,9	4,7	0,2	0,0	11,2	871,8		
1990/91	200,1	77,7	59,7	61,1	159,2	128,9	19,6	0,5	0,0	1,8	1,6	38,5	748,7		
1991/92	62,1	18,2	46,2	51,0	20,3	15,3	69,0	37,7	20,5	0,0	5,4	46,2	391,9		
1992/93	66,6	10,9	66,4	28,8	32,7	37,6	90,6	80,1	6,1	0,0	8,6	72,8	501,2		
Média	55,3	85,6	67,5	83,3	77,3	50,5	49,6	29,9	6,4	0,7	1,1	15,8	633,9		

Anexo I.2 - Estação Meteorológica de Lisboa/IGIDL

ANO	Out. (mm)	Nov. (mm)	Dez. (mm)	Jan. (mm)	Fev. (mm)	Mar. (mm)	Abr. (mm)	Mai. (mm)	Jun. (mm)	Jul. (mm)	Ago. (mm)	Set. (mm)	Total (mm)	Prec. Máx. em 24h	Data
1955/56	45,0	204,8	190,20	150,7	40,1	173,3	71,4	31,9	0,0	8,1	22,9	75,1	1013,5	41,8	04-Nov
1956/57	56,6	45,0	58,60	28,0	90,0	69,4	24,0	104,8	20,4	2,1	0,2	20,2	519,3	31,8	29-Mai
1957/58	9,7	95,6	80,40	157,3	71,8	86,2	37,4	9,0	16,6	6,6	36,0	6,2	612,8	49,2	28-Jan
1958/59	21,9	29,8	281,70	142,3	68,1	219,1	67,0	94,8	0,1	0,0	1,4	72,5	998,7	42,0	09-Jan
1959/60	75,7	135,3	138,40	115,4	113,8	158,9	64,7	96,8	8,0	1,2	4,2	27,0	939,4	54,0	26-Jan
1960/61	165,6	153,4	75,10	65,4	22,0	75,4	52,9	47,9	18,7	0,7	0,0	29,8	706,9	51,0	20-Mar
1961/62	30,3	227,2	94,00	94,0	57,2	187,5	26,2	39,5	2,0	0,2	0,0	20,0	778,1	45,6	21-Nov
1962/63	196,5	85,5	72,90	285,0	203,5	85,6	129,9	16,5	36,4	0,0	0,2	8,2	1120,2	91,2	11-Out
1963/64	49,9	188,7	336,20	72,0	180,5	128,8	48,7	27,9	18,9	1,5	4,2	19,3	1076,6	56,3	14-Dez
1964/65	9,6	45,1	43,50	81,4	86,4	131,1	19,9	3,7	0,6	0,0	0,4	105,5	527,2	47,4	25-Set
1965/66	283,4	147,4	78,00	193,6	208,9	0,1	178,1	2,6	8,0	0,0	6,8	29,2	1136,1	55,9	15-Out
1966/67	95,7	62,6	31,80	74,7	105,7	47,4	73,6	27,9	14,3	0,0	7,3	2,4	543,4	42,6	06-Nov
1967/68	40,2	169,8	18,70	1,8	171,5	101,5	73,6	40,8	12,5	0,2	2,1	31,7	664,4	89,2	26-Nov
1968/69	110,7	224,3	138,10	171,6	190,6	183,0	13,5	82,6	29,6	0,0	0,0	93,9	1237,9	82,9	13-Mar
1969/70	92,2	112,7	32,30	112,7	20,0	40,8	19,3	81,5	98,2	2,1	6,1	2,5	620,4	52,8	03-Jan
1970/71	4,7	109,4	34,20	152,8	18,6	50,4	150,9	100,1	52,8	6,3	9,7	0,9	690,8	37,3	06-Abr
1971/72	1,8	11,2	56,40	157,3	184,4	106,4	6,0	27,0	2,6	6,4	0,3	32,1	591,9	60,2	01-Fev
1972/73	123,9	19,5	171,70	135,6	24,5	22,0	27,1	116,9	0,5	25,8	0,1	25,4	693,0	34,9	13-Jan
1973/74	25,0	104,3	90,10	99,3	79,6	37,7	52,0	22,3	65,5	0,0	0,0	3,3	579,1	46,4	04-Jan
1974/75	7,3	54,5	21,00	81,1	116,5	180,2	17,0	18,0	14,3	0,9	0,0	9,6	520,4	37,0	10-Mar
1975/76	3,3	45,7	46,00	59,1	71,9	51,1	80,2	1,2	0,0	12,6	58,5	110,0	539,6	53,8	25-Set
1976/77	94,2	137,3	216,70	109,1	161,4	38,1	16,4	5,8	67,0	22,0	0,1	10,3	878,4	51,5	15-Dez
1977/78	177,1	121,6	185,90	70,0	176,0	69,8	86,5	44,1	28,6	0,0	0,5	4,3	964,4	56,6	17-Dez
1978/79	81,4	69,3	253,40	192,8	280,7	109,5	65,7	8,9	11,8	2,9	0,0	2,5	1078,9	53,7	11-Fev
1979/80	216,2	13,5	29,30	53,5	64,0	94,1	19,2	71,6	2,8	2,3	20,5	6,1	593,1	65,7	06-Out
1980/81	72,2	87,1	14,10	11,6	34,0	72,0	86,0	52,9	3,8	4,2	0,0	26,7	464,6	38,5	10-Abr
1981/82	29,8	2,5	258,40	112,8	92,3	21,8	85,1	6,4	12,9	8,2	11,0	56,9	698,1	54,0	30-Dez
1982/83	23,3	125,6	31,20	6,2	43,1	1,9	97,9	50,3	8,6	0,8	2,2	0,3	391,4	60,3	07-Nov
1983/84	42,0	340,9	109,40	40,6	10,6	52,2	46,7	66,6	22,9	2,3	3,1	8,1	745,4	95,6	19-Nov
1984/85	55,2	134,8	76,90	224,6	169,5	28,1	120,9	36,0	18,1	0,5	0,0	1,0	865,6	42,6	05-Jan
1985/86	0,5	137,8	95,60	52,2	161,1	28,2	39,0	25,7	6,6	0,0	3,0	66,8	616,5	43,2	15-Set
1986/87	28,2	92,6	57,70	130,0	169,1	31,4	46,1	0,3	4,1	1,2	33,6	31,8	626,1	42,9	25-Fev
1987/88	107,4	62,1	164,90	104,6	120,7	8,5	45,4	58,5	69,4	42,7	0,0	0,9	785,1	44,1	22-Fev
1988/89	81,4	147,5	20,40	62,5	80,3	39,1	103,2	53,1	0,0	0,0	2,1	11,2	600,8	41,4	14-Out
1989/90	86,2	221,2	383,20	63,1	10,9	36,3	97,3	21,7	4,4	0,2	2,4	17,4	944,3	45,2	09-Dez
1990/91	240,0	98,7	66,90	64,9	162,0	118,0	53,5	1,2	0,4	5,3	2,8	26,1	839,8	44,6	14-Out
1991/92	75,0	32,3	49,9	62,7	19,0	8,5	63,0	51,4	14,8	4,0	0,0	33,0	413,6	26,6	14-Jan
1992/93	67,4	11,3	78,7	19,6	47,8	42,6	65,9	150,0	8,0	0,0	2,1	74,4	567,8	26,0	16-Out
Média	77,0	108,1	110,1	100,3	103,4	77,3	62,4	44,7	18,5	4,5	6,4	29,0	741,7		

ANEXO II

Anexo II.1 - Características das bacias de drenagem dos vales que desembocam no rio Tejo.

Anexo II.2 - Perfis projectados das linhas de água principais e interflúvios dos vales adjacentes.

Anexo II.3 - Diagramas de frequência de declives dos terrenos da unidade de Cotter IVa nos taludes sobranceiros ao Tejo e nas vertentes dos vales adjacentes.

Anexo II.4 - Quadros de velocidades de correntes de fundo e de superfície no rio Tejo entre Portinho da Costa e Pedrouços.

Anexo II.1

VALE DE BOCA DO VENTO

Escala - 1:10 000

Rede de drenagem de 2ª ordem (?)

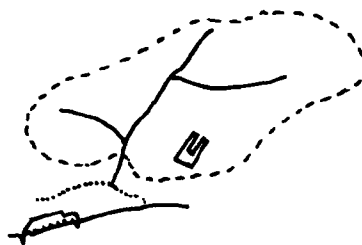
Perímetro da bacia: 1 050 m

Área da bacia: 6,1 hectares

Comprimento da linha de água principal: 200 m

Comprimento do total de linhas de água: 380 m

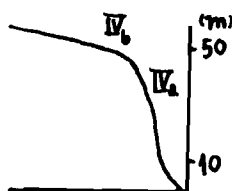
Altura de vale suspenso: 45 m



Perfil topográfico da linha
de água principal

(sobreelevado 5x)

Escala horizontal
aproximada: 1:13 000



VALE DO SEMINÁRIO

Escala - 1:10 000

Rede de drenagem de 2ª ordem (?)

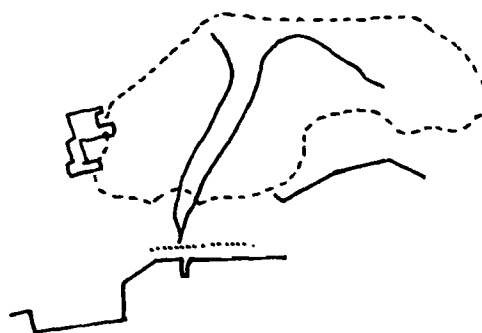
Perímetro da bacia: 1 320 m

Área da bacia: 8,5 hectares

Comprimento da linha de água principal: 400 m

Comprimento do total de linhas de água: 600 m

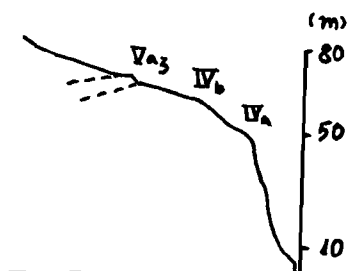
Altura de vale suspenso: 50 m



Perfil topográfico da linha
de água principal

(sobreelevado 5x)

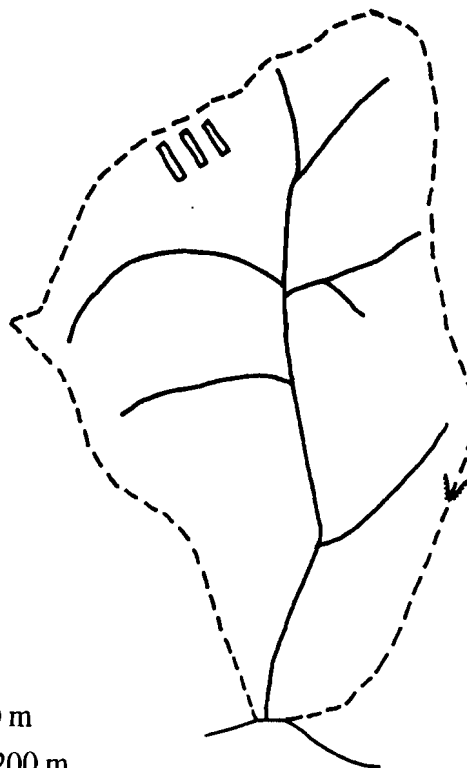
Escala horizontal
aproximada: 1:13 000



Anexo II.1 (continuação)

VALE DE ARRÁBIDA

Escala - 1:10 000



Rede de drenagem de 3ª ordem

Perímetro da bacia: 2 350 m

Área da bacia: 35,3 hectares

Comprimento da linha de água principal: 900 m

Comprimento do total de linhas de água: 2 1200 m

Altura de vale suspenso: 16 m

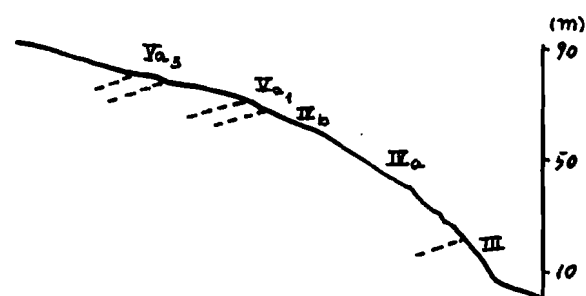
Perfil topográfico da linha

de água principal

(sobreelevado 5x)

Escala horizontal

aproximada: 1:13 000



Anexo II.1 (continuação)

VALE DE PALENÇA DE BAIXO

Escala - 1:10 000

Rede de drenagem de 3ª ordem

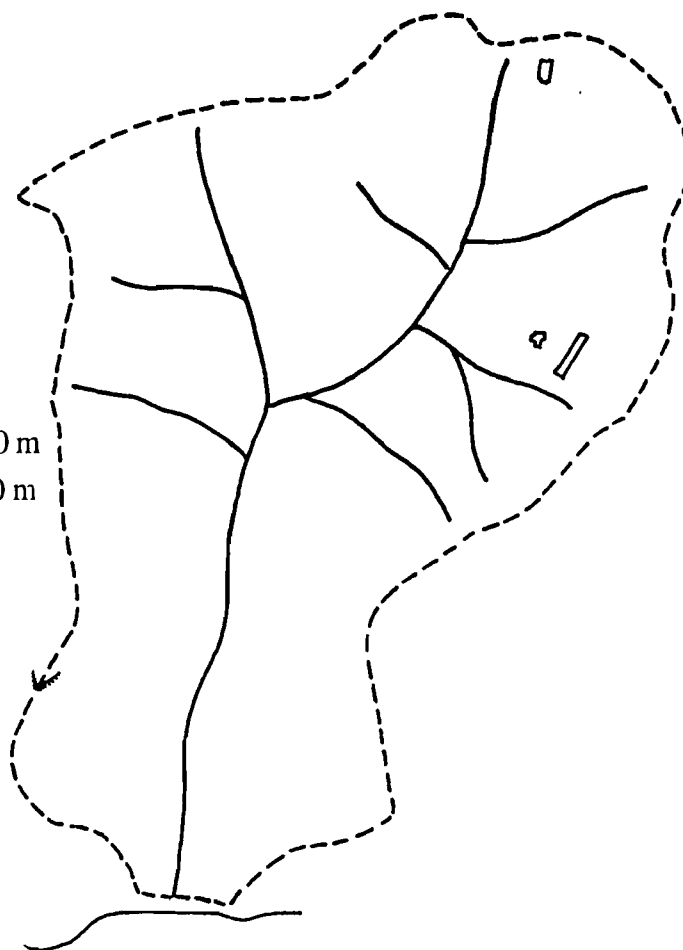
Perímetro da bacia: 3 580 m

Área da bacia: 66,9 hectares

Comprimento da linha de água principal: 1 270 m

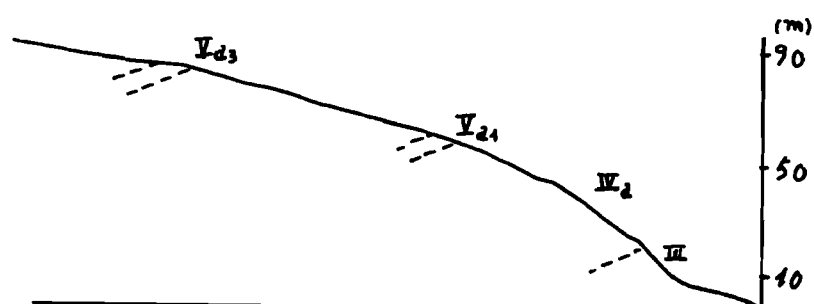
Comprimento do total de linhas de água: 3 160 m

A linha de água atinge o nível de base.



Perfil topográfico da linha
de água principal
(sobreelevado 5x)

Escala horizontal
aproximada: 1:13 000



Anexo II.1 (continuação)

VALE DE MONTALVÃO

Escala - 1:10 000

Rede de drenagem de 2ª ordem

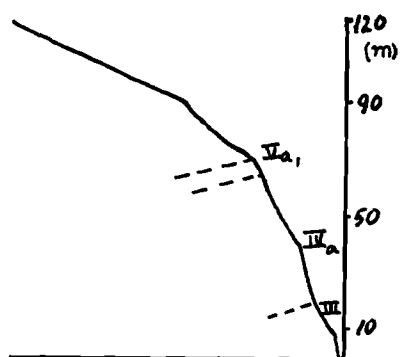
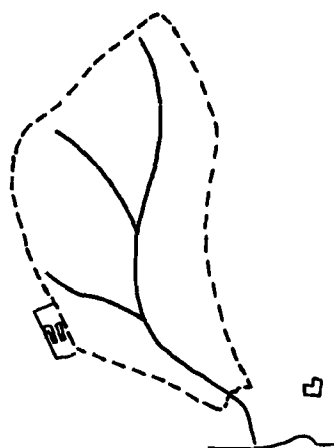
Perímetro da bacia: 1 450 m

Área da bacia: 10,3 hectares

Comprimento da linha de água principal: 500 m

Comprimento do total de linhas de água: 800 m

Altitude de vale suspenso: 40 m



Perfil topográfico da linha
de água principal

(sobreelevado 5x)

Escala horizontal
aproximada: 1:13 000

VALE DE ALFANZINA

Escala - 1:10 000

Rede de drenagem de 2ª ordem

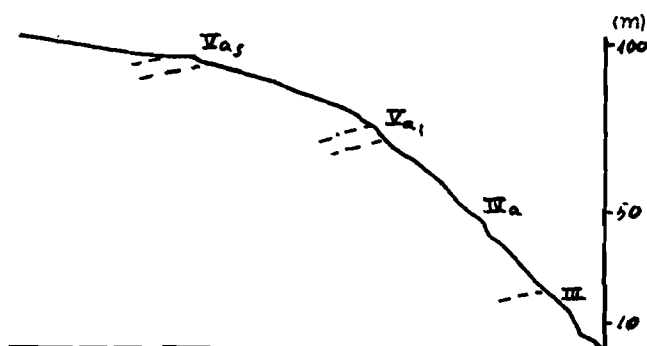
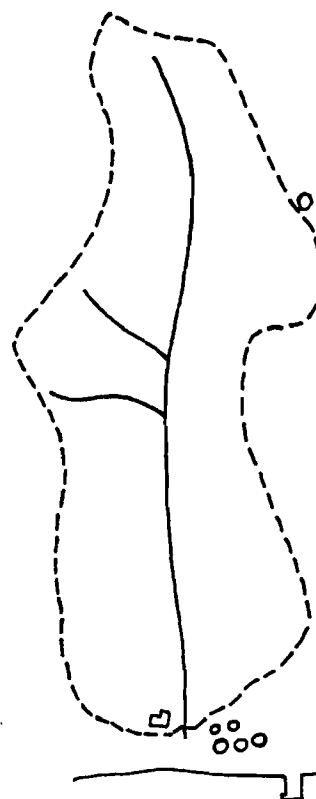
Perímetro da bacia: 2.550 m

Área da bacia: 25,0 hectares

Comprimento da linha de água principal: 920 m

Comprimento do total de linhas de água: 1.200 m

Altitude de vale suspenso: 17 m



Perfil topográfico da linha
de água principal

(sobreelevado 5x)

Escala horizontal
aproximada: 1:13 000

Anexo II.1 (continuação)

VALE DA BANÁTICA

Escala - 1:10 000

Rede de drenagem de 2ª ordem

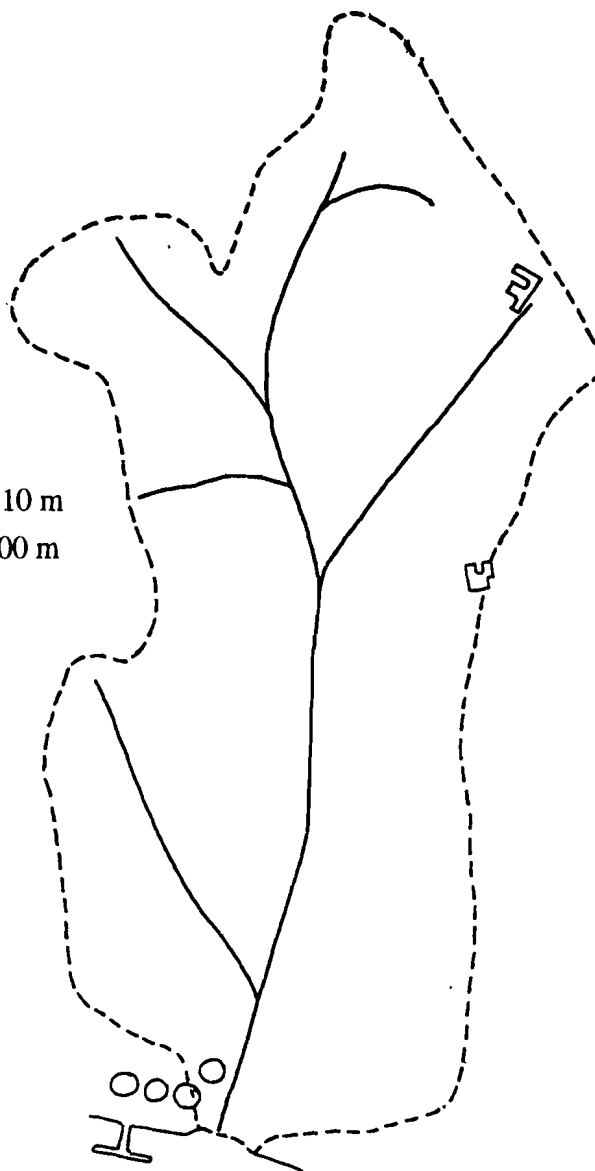
Perímetro da bacia: 4.130 m

Área da bacia: 71,6 hectares

Comprimento da linha de água principal: 1.310 m

Comprimento do total de linhas de água: 2.900 m

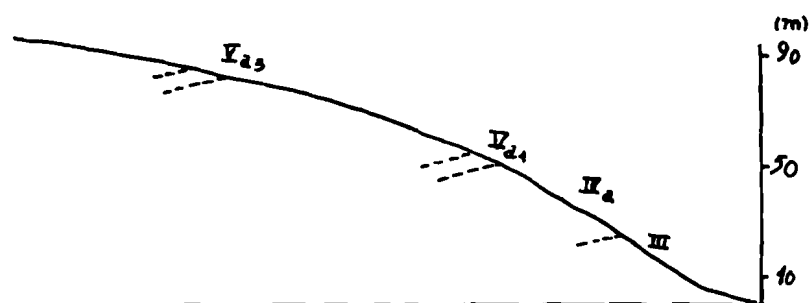
A linha de água atinge o nível de base.



Perfil topográfico da linha
de água principal.

(sobreelevado 5x)

Escala horizontal
aproximada: 1:13 000



Anexo II.1 (continuação)

VALE DA PETROGAL

Escala - 1:10 000

Rede de drenagem de 2ª ordem

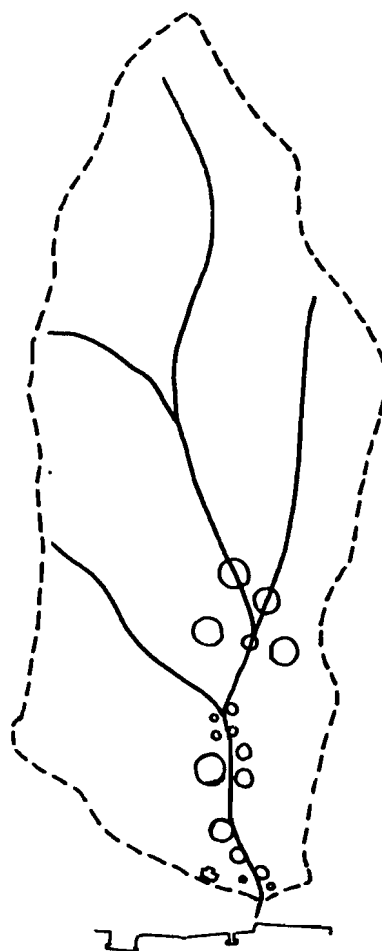
Perímetro da bacia: 2.850 m

Área da bacia: 39,8 hectares

Comprimento da linha de água principal: 1.140 m

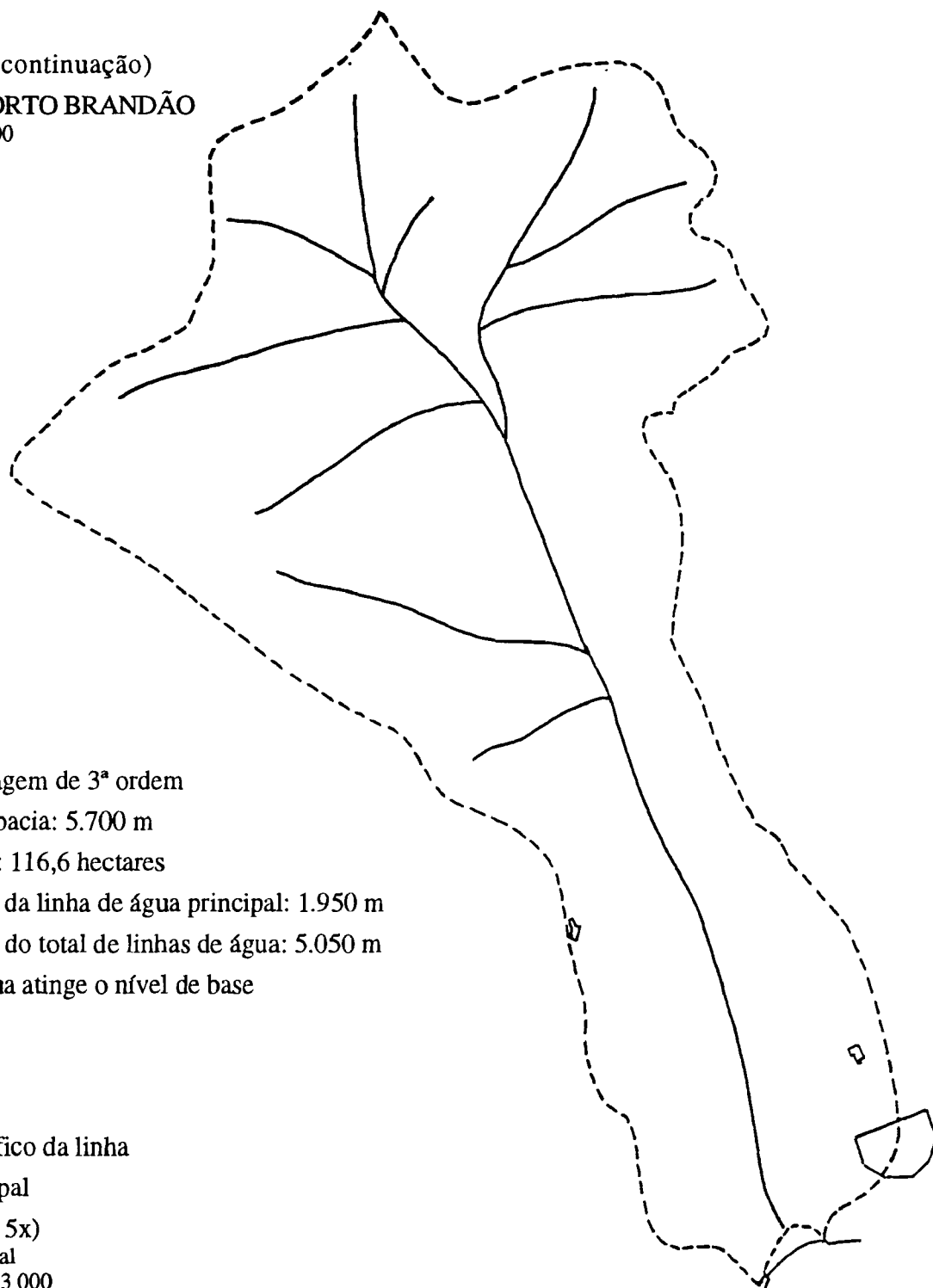
Comprimento do total de linhas de água: 2.100 m

Altitude de vale suspenso: 20 m



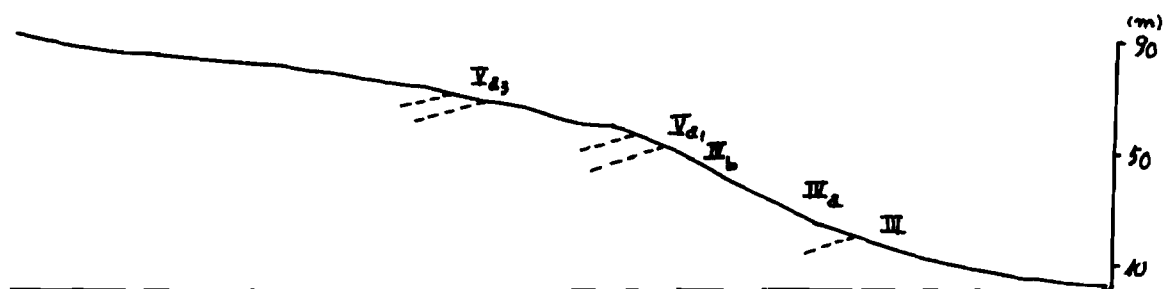
Não foi possível obter base topográfica de data anterior à das alterações resultantes da instalação dos tanques de combustíveis daquela firma, pelo que não se apresenta o perfil longitudinal da linha de água principal.

Anexo II.1 (continuação)
VALE DE PORTO BRANDÃO
 Escala - 1:10 000



Rede de drenagem de 3ª ordem
 Perímetro da bacia: 5.700 m
 Área da bacia: 116,6 hectares
 Comprimento da linha de água principal: 1.950 m
 Comprimento do total de linhas de água: 5.050 m
 A linha de água atinge o nível de base

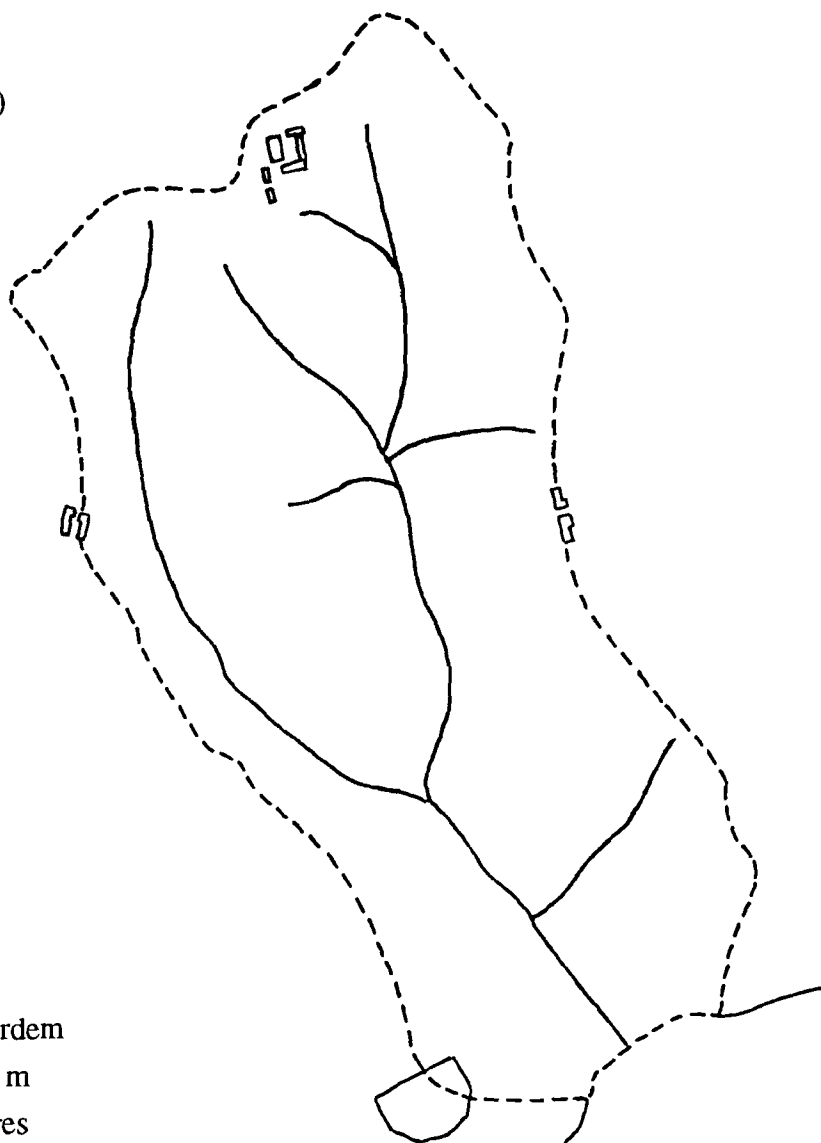
Perfil topográfico da linha
 de água principal
 (sobreelevado 5x)
 Escala horizontal
 aproximada: 1:13 000



Anexo II.1 (continuação)

VALE DO LAZARETO

Escala - 1:10 000



Rede de drenagem de 2ª ordem

Perímetro da bacia: 3.800 m

Área da bacia: 76,2 hectares

Comprimento da linha de água principal: 1.350 m

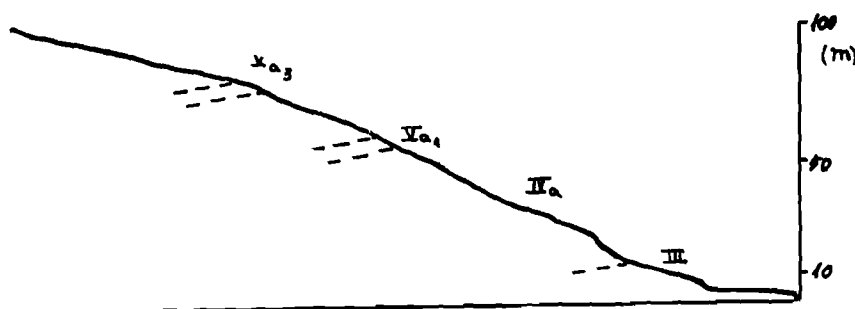
Comprimento do total de linhas de água: 3.350 m

A linha de água atinge o nível de base

Perfil topográfico da linha
de água principal

(sobreelevado 5x)

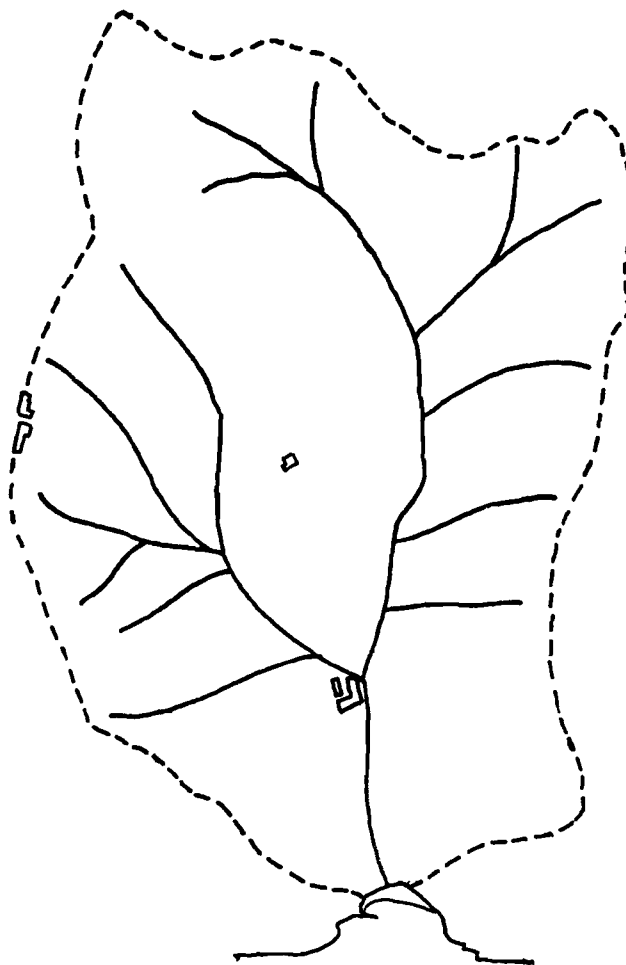
Escala horizontal
aproximada: 1:13 000



Anexo II.1 (continuação)

VALE DO PORTINHO DA COSTA

Escala - 1:10 000



Rede de drenagem de 3ª ordem

Perímetro da bacia: 3.480 m

Área da bacia: 71,5 hectares

Comprimento da linha de água principal: 1.200 m

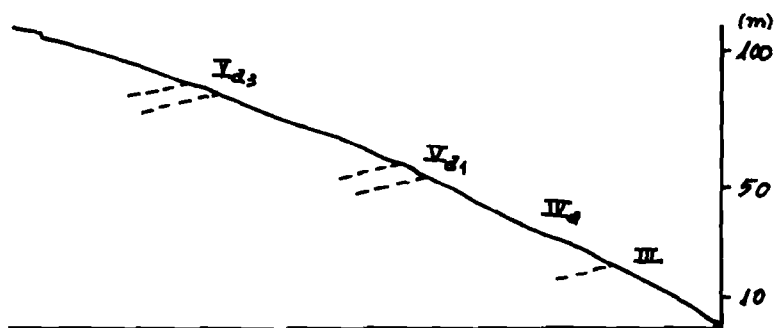
Comprimento do total de linhas de água: 4.420 m

A linha de água atinge o nível de base

Perfil topográfico da linha
de água principal

(sobreelevado 5x)

Escala horizontal
aproximada: 1:13 000



Anexo II.1 (continuação)

VALE DE PORTO DE BUXOS

Escala - 1:10 000

Rede de drenagem de 2ª ordem

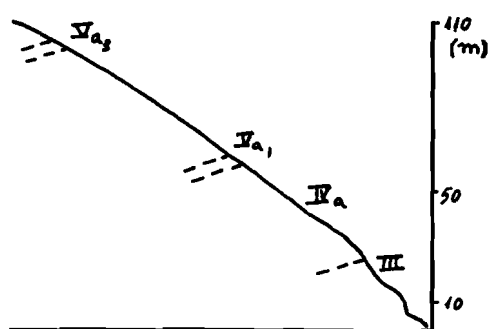
Perímetro da bacia: 2.000 m

Área da bacia: 21,2 hectares

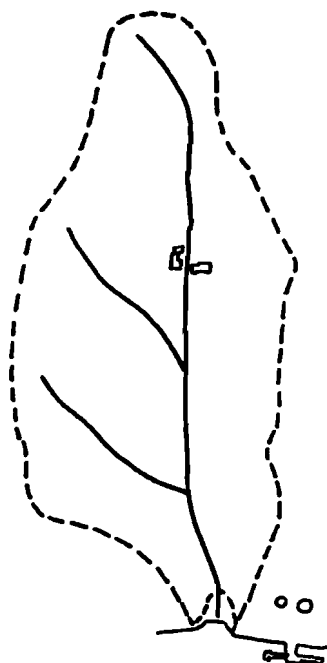
Comprimento da linha de água principal: 780 m

Comprimento do total de linhas de água: 1.240 m

Altitude de vale suspenso: 10 m



Perfil topográfico da linha
de água principal
(sobreelevado 5x)
Escala horizontal
aproximada: 1:13 000



VALE DA ESSO

Escala - 1:10 000

Rede de drenagem de 1ª ordem

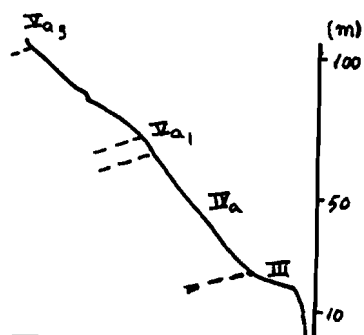
Perímetro da bacia: 1.200 m

Área da bacia: 8,1 hectares

Comprimento da linha de água principal: 500 m

Comprimento do total de linhas de água: 500 m

Altitude de vale suspenso: 19 m



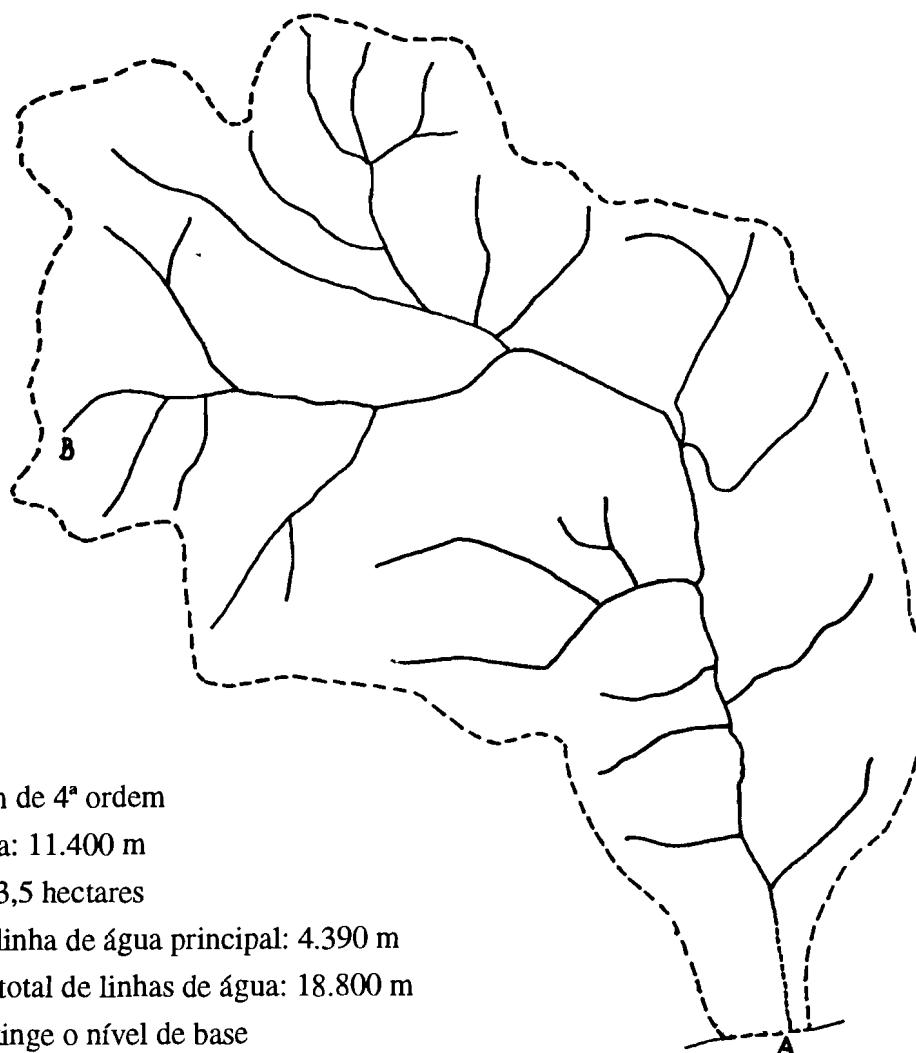
Perfil topográfico da linha
de água principal
(sobreelevado 5x)
Escala horizontal
aproximada: 1:13 000



Anexo II.1 (continuação)

VALE DA TRAFARIA

Escala - 1:25 000



Rede de drenagem de 4ª ordem

Perímetro da bacia: 11.400 m

Área da bacia: 593,5 hectares

Comprimento da linha de água principal: 4.390 m

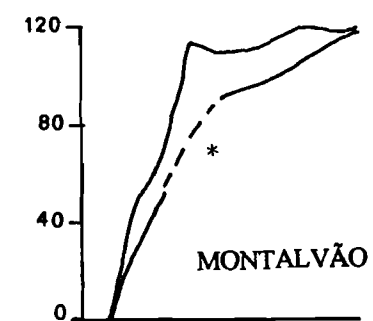
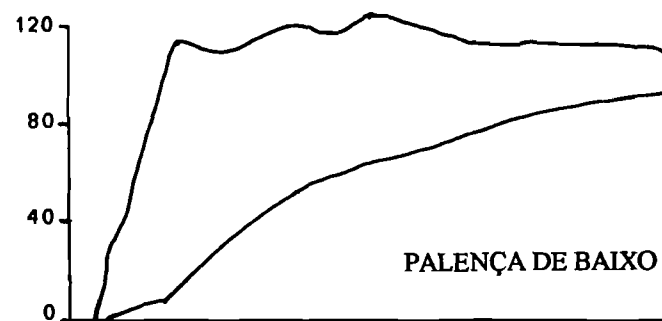
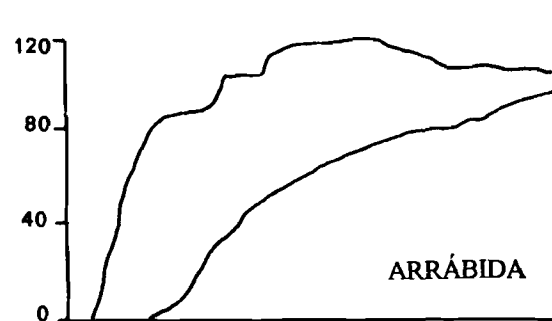
Comprimento do total de linhas de água: 18.800 m

A linha de água atinge o nível de base

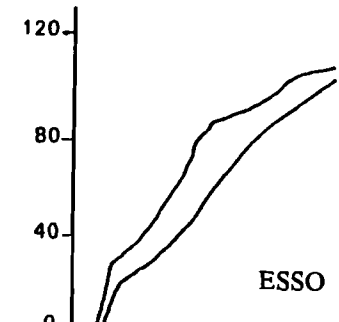
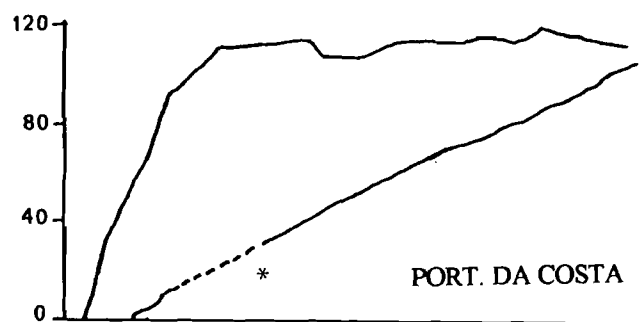
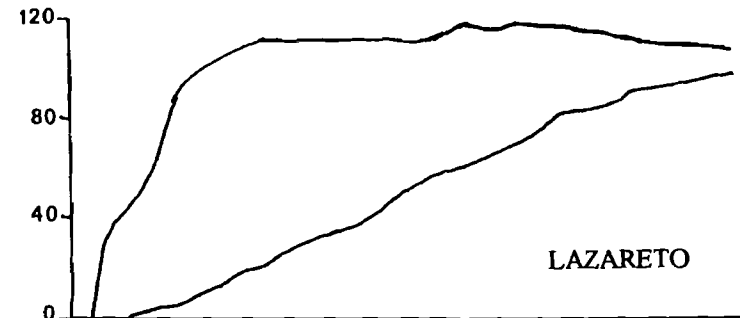
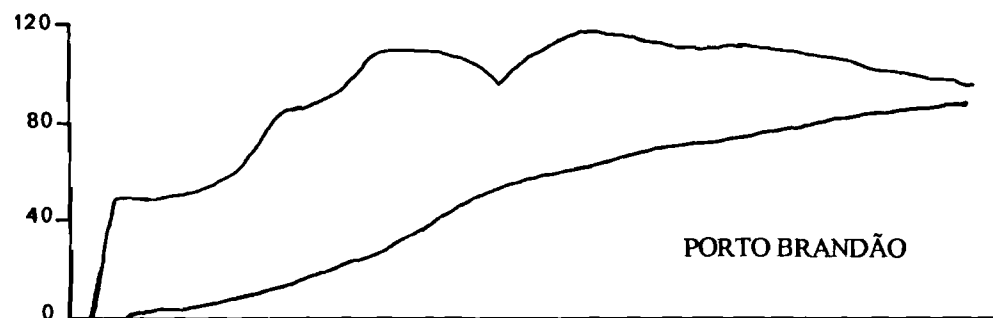
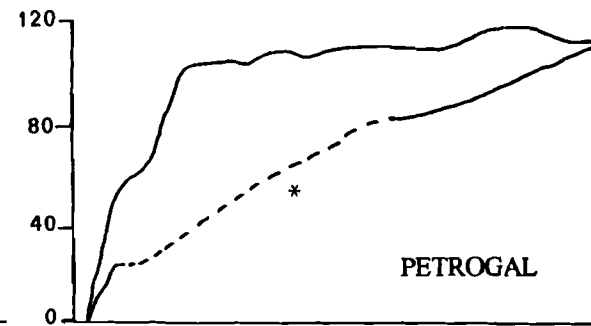
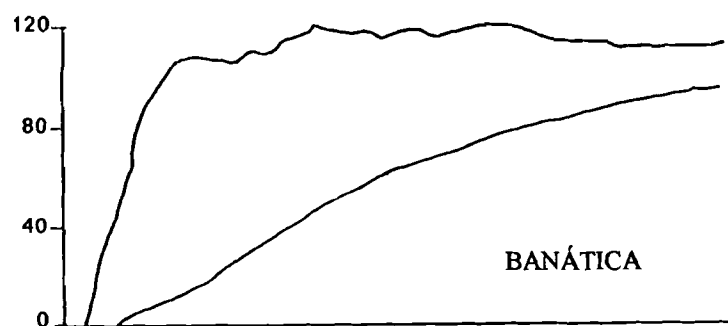
Perfil topográfico da linha
de água principal
(sobreelevado 5x)
Escala horizontal
aproximada: 1:27 000



Anexo II.2- Perfis projectados das linhas de água e interfluvios do sector B (sobreelevados 5 vezes).
(*) Perfil aproximado no trecho a tracejado, uma vez que foi modificado artificialmente

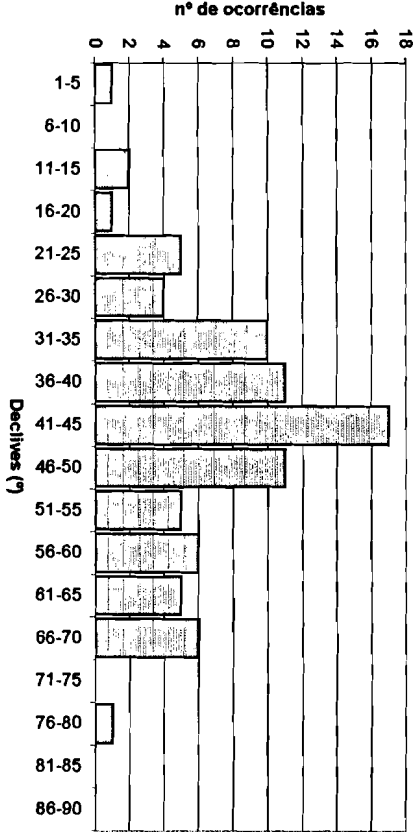


Anexo II.2- Perfis projectados das linhas de água e interfluvios do sector C (sobreelevados 5 vezes).
 (*) Perfil aproximado no trecho a tracejado, uma vez que foi modificado artificialmente

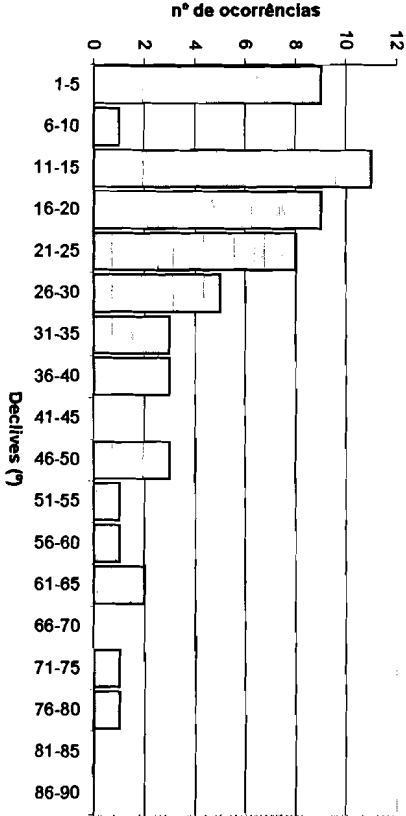


Anexo II.3 - Diagramas de frequência de decives

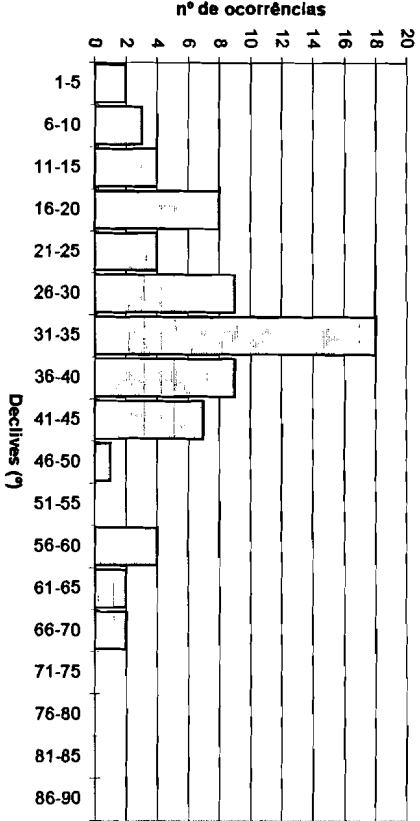
Talude entre Patença e Montalvão

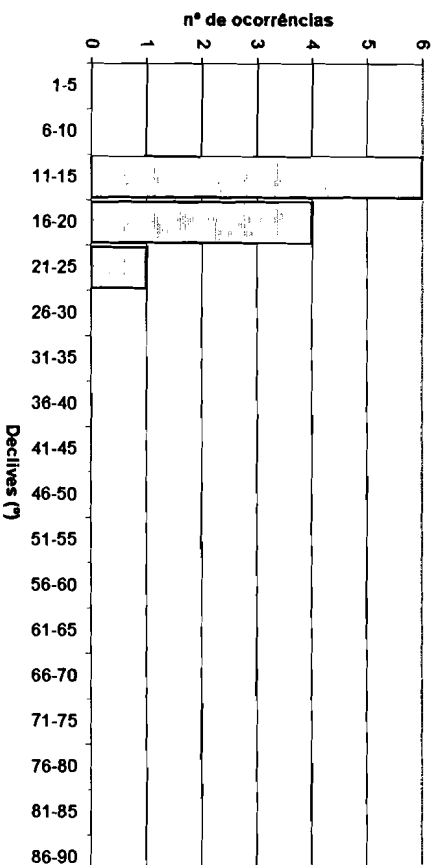
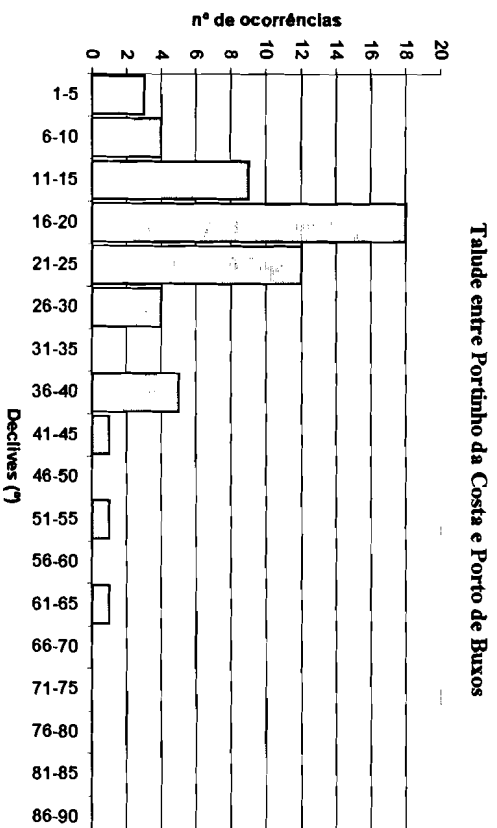
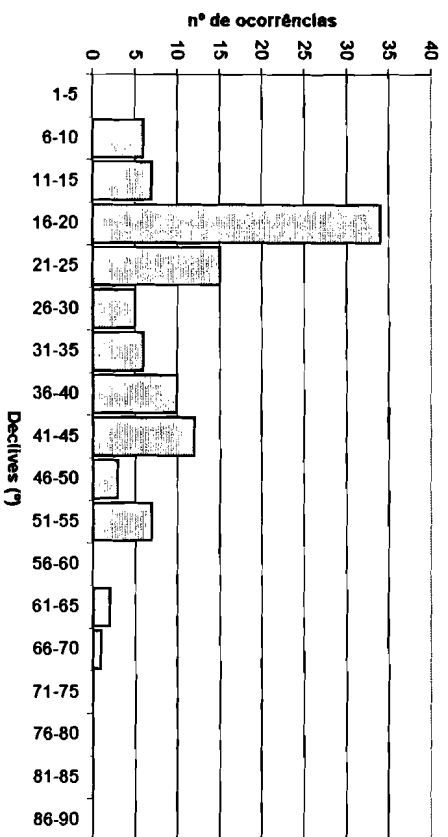


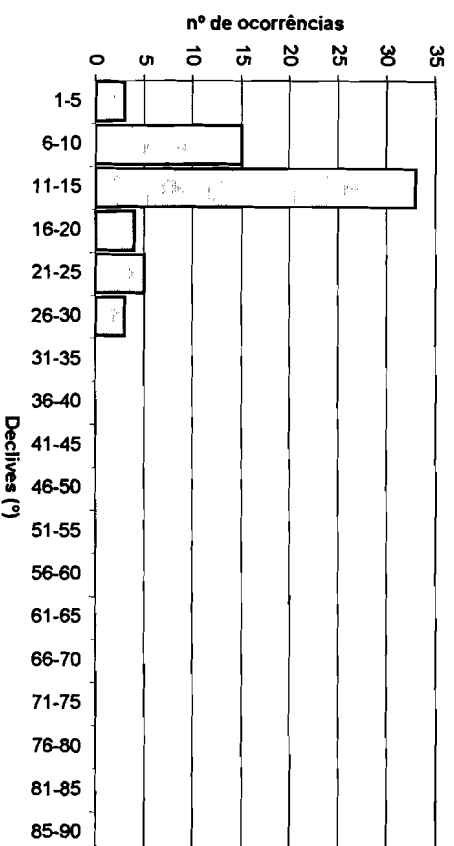
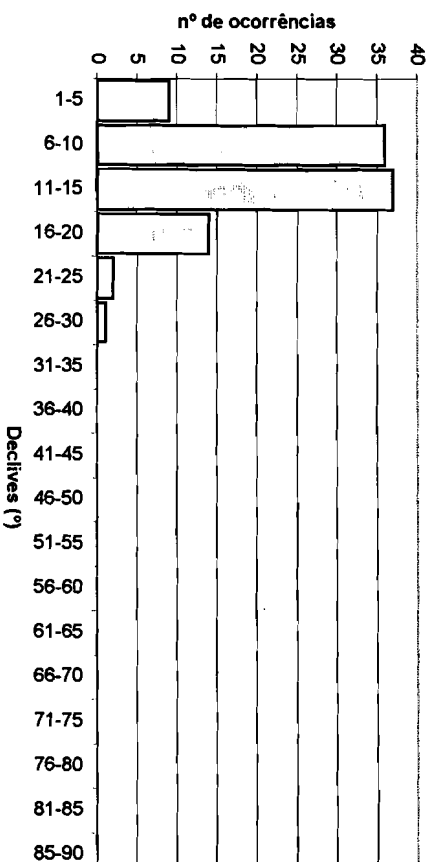
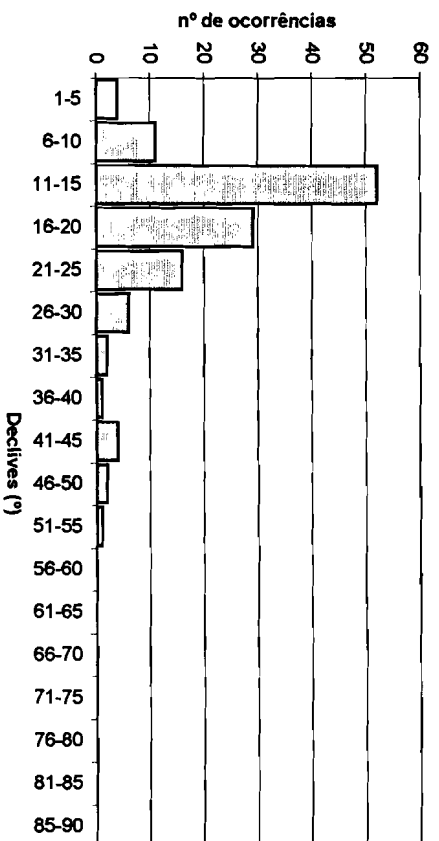
Talude entre Montalvão e Alfanzina

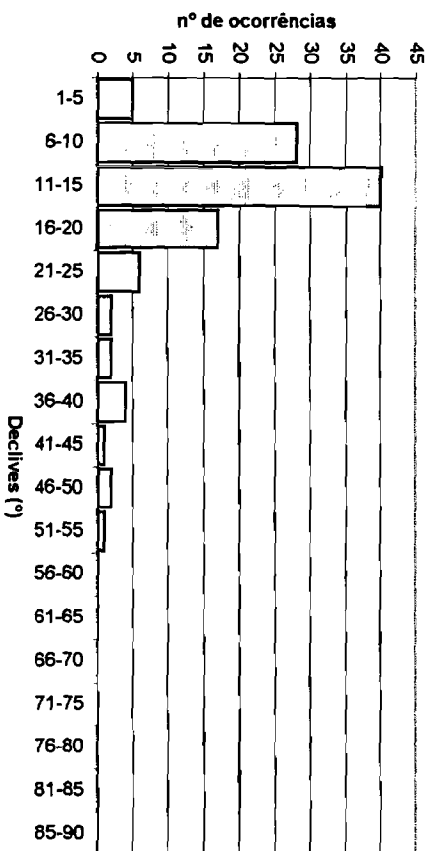
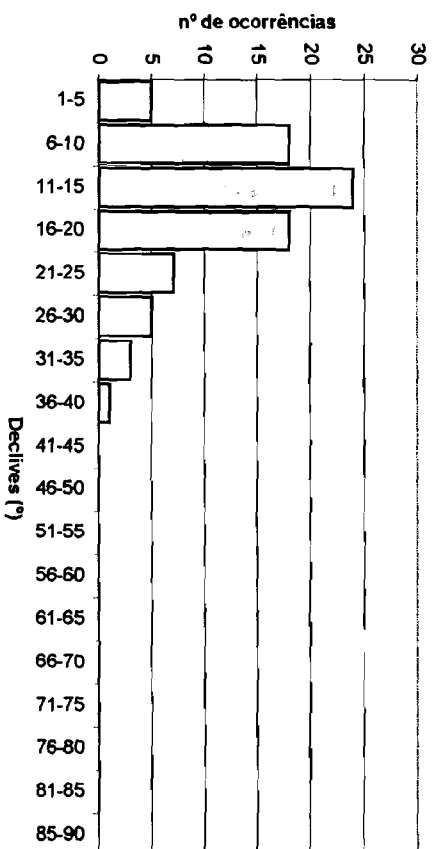
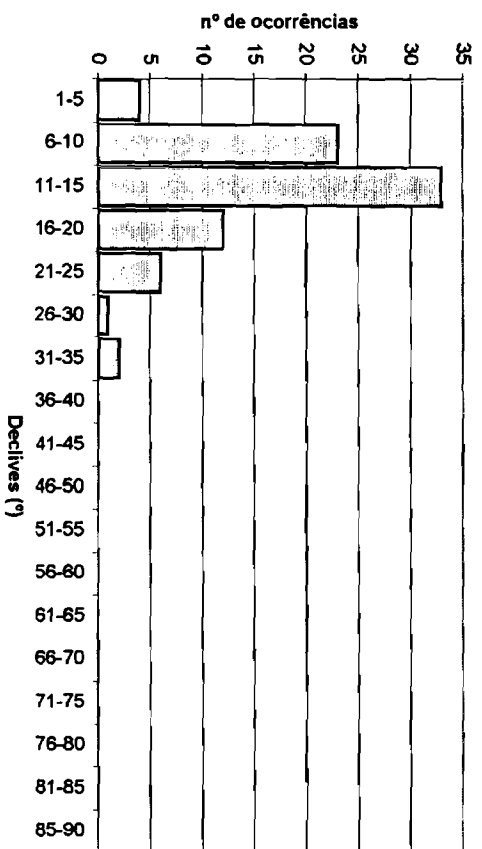


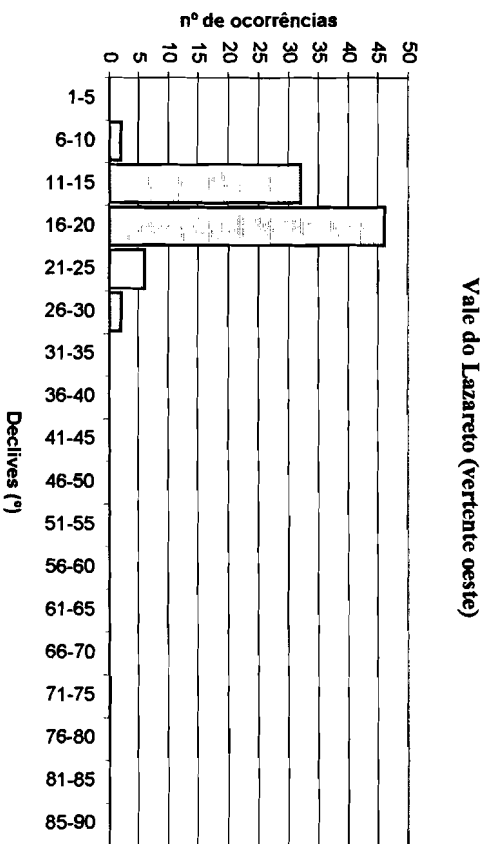
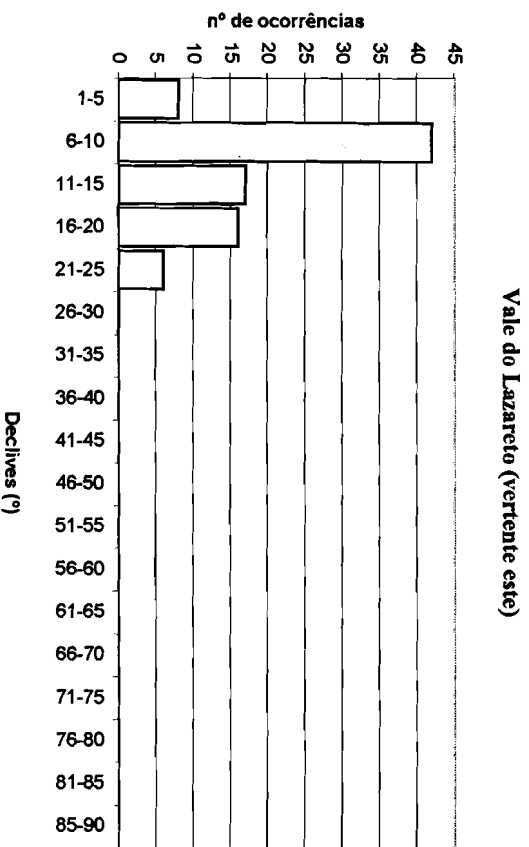
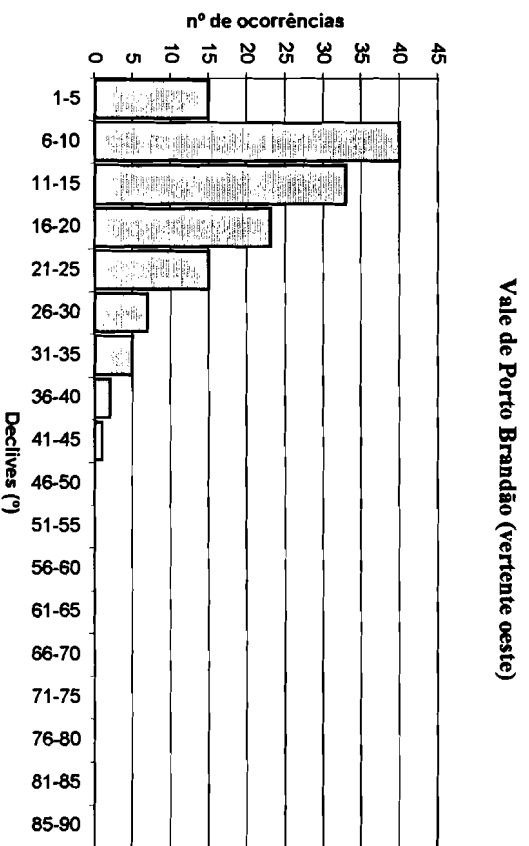
Talude entre Banática e Petrógal



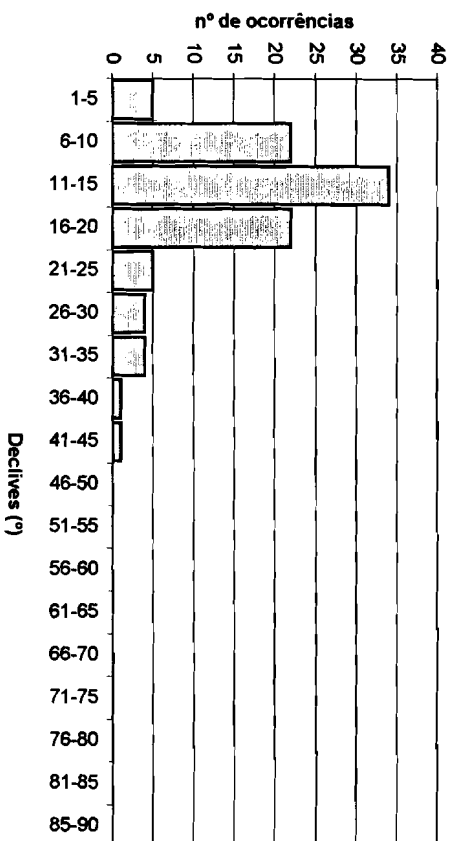




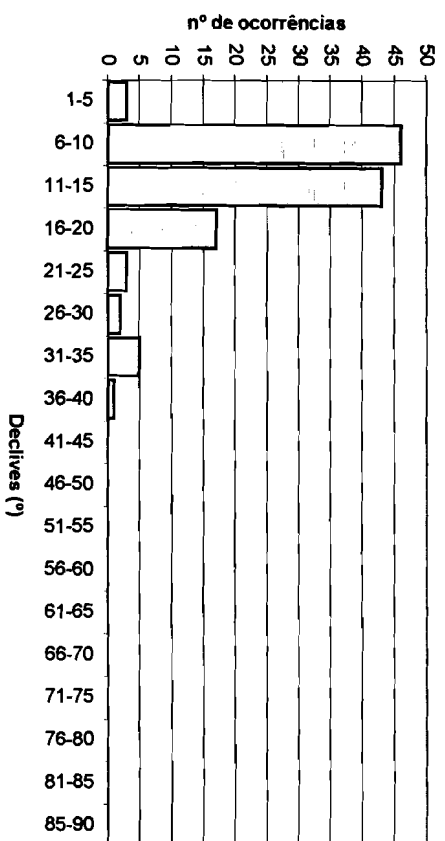




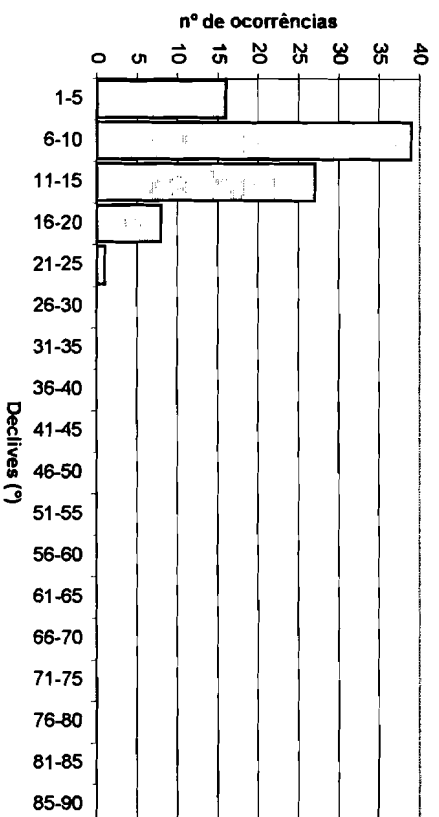
Vale do Portinho da Costa (vertente este)



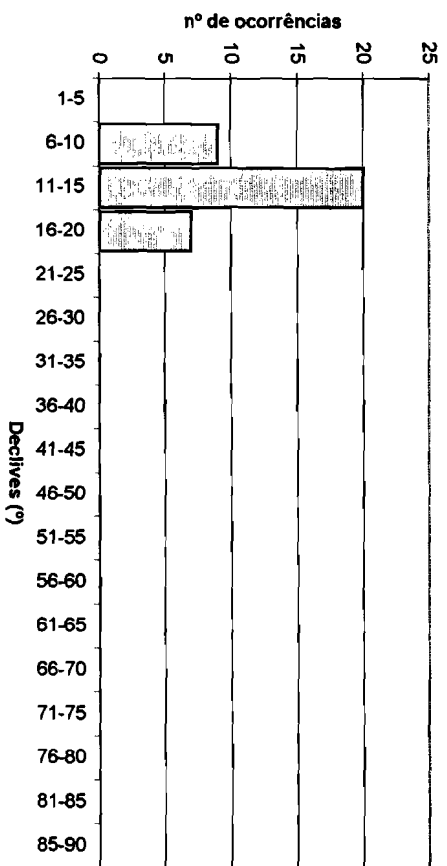
Vale do Portinho da Costa (vertente oeste)



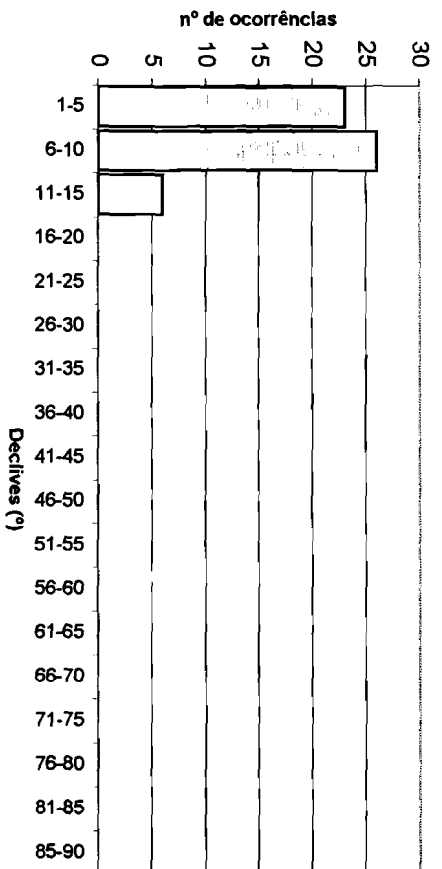
Vale do Porto de Buxos (vertente este)



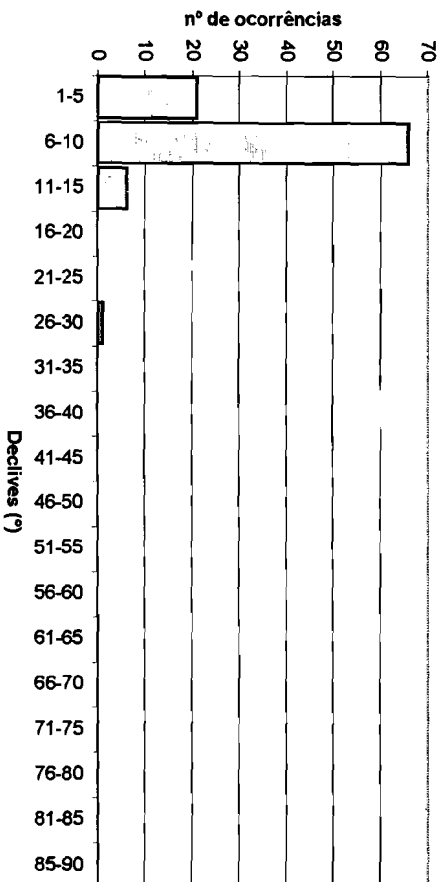
Vale de Porto de Buxos (vertente oeste)

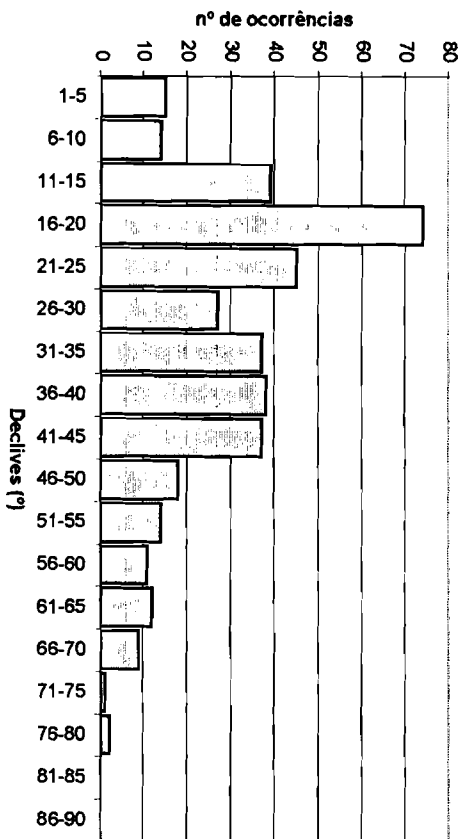
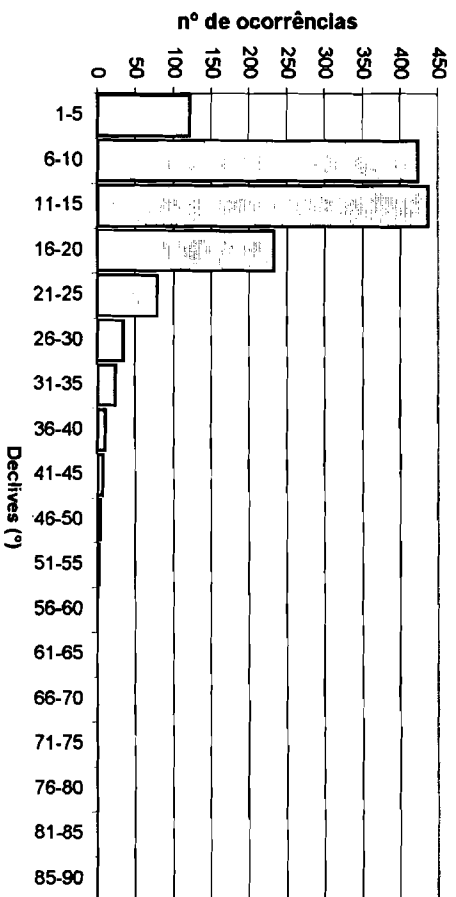


Vale da Esso (vertente este)



Vale da Esso (vertente oeste)





Anexo II.4 Resultados das medições de velocidades de correntes de **fundo** efectuadas por **AGPL (1972-73)**. Módulos de velocidades previstas para a maré de 4,0m de amplitude calculados a partir de valores máximos detectados em marés de amplitude sempre superior a 3,0m. Ver legenda em baixo.

Hora durante a enchente	Estação (a)	Estação (b)	Estação (c)	Estação (d)
1ª	0,45 m/s	0,65 m/s	0,55 m/s	0,25 m/s
2ª	0,70 m/s	0,80 m/s	0,70 m/s	0,45 m/s
3ª	0,75 m/s	1,15 m/s	1,35 m/s	0,70 m/s
4ª	0,80 m/s	1,10 m/s	1,45 m/s	0,75 m/s
5ª	0,70 m/s	1,45 m/s	1,45 m/s	0,95 m/s
6ª	0,50 m/s	1,20 m/s	1,05 m/s	1,00 m/s
7ª	0,25 m/s	0,95 m/s	0,35 m/s	0,45 m/s
Médias	0,59m/s	1,04m/s	0,98m/s	0,61m/s

Hora durante a vazante	Estação (a)	Estação (b)	Estação (c)	Estação (d)
1ª	0,40 m/s	0,40 m/s(N)	0,20 m/s(N)	0,45 m/s
2ª	-	1,00 m/s	1,35 m/s	0,85 m/s
3ª	1,25 m/s	-	1,60 m/s	0,75 m/s
4ª	1,35 m/s	1,65 m/s	1,40 m/s	0,50 m/s
5ª	0,50 m/s	1,25 m/s	0,90 m/s(S)	0,60 m/s
6ª	0,25 m/s(m)	0,95 m/s(m)	0,35 m/s(m)	-
Médias	0,65m/s	0,67m/s	0,85 m/s	0,63m/s

Resultados das medições de velocidades de correntes de **superfície** efectuadas por **AGPL (1972-73)**. Módulos de velocidades previstas para a maré de 4,0 m de amplitude calculados a partir de valores máximos detectados em marés de amplitude sempre superior a 3,0 m.

Hora durante a enchente	Estação (a)	Estação (b)	Estação (c)	Estação (d)
1ª	-	0,75 m/s(j)	0,60 m/s(j)	0,80 m/s(j)
2ª	0,45 m/s	0,33 m/s(j)	0,33 m/s(j)	0,45 m/s(j)
3ª	1,06 m/s	0,95 m/s	1,00 m/s	0,50 m/s
4ª	1,25 m/s	1,00 m/s	1,14 m/s	1,25 m/s
5ª	0,95 m/s	1,68 m/s	1,15 m/s	1,23 m/s
6ª	0,60 m/s	1,38 m/s	1,05 m/s	1,18 m/s
7ª	0,45 m/s(N)	1,25 m/s	1,05 m/s	0,88 m/s
Médias	0,79 m/s	0,74 m/s	0,64 m/s	0,54 m/s

Hora durante a vazante	Estação (a)	Estação (b)	Estação (c)	Estação (d)
1ª	0,18m/s(S)	1,05 m/s(m-S)	0,65 m/s(m-S)	1,20m/s
2ª	1,00 m/s	1,18 m/s	1,35 m/s	1,85 m/s
3ª	2,24 m/s	2,23 m/s	2,20 m/s	1,35 m/s
4ª	2,05 m/s	2,00 m/s	2,03 m/s	1,18 m/s
5ª	1,60 m/s	2,05 m/s	2,00 m/s	0,95 m/s
6ª	1,00 m/s	1,50 m/s	1,20 m/s	-
Médias	1,35 m/s	1,32 m/s	1,36 m/s	1,31m/s

ANEXO III

Anexo III.1 - Quadros com os resultados corrigidos de ensaios SPT realizados na área em estudo.

Anexo III.2 - Resultados das leituras dos difractogramas de Raios-X realizados para algumas amostras de solos.

Anexo III.3 - Resultados dos ensaios de corte directo.

Anexo III.4 - Resultados dos ensaios de resistência em compressão uniaxial.

Anexo III.5 - Resultados dos ensaios de resistência em tracção (tipo brasileiro).

Anexo III.6 - Localização da amostragem

Anexo III.1 - Resultados de ensaios SPT em sondagens. Terrenos *in situ* - Argilas e Siltes

	T.D. 1963 Gingal				T.D. 1968 Palença de Baixo								T.D. 1977 P.B.			C.T. 1984 Banática					C.T. 1957 Sonap			C.T. 1991 Banática													T.D. 1968 Sonap							C.T. 1973 Sonap								
Nº SOND.	S1	S2	S3	S4	S1	S2	S3	S4	S5	S8	S9	S10	S6	S7	S8	C1	C2	C3	C5	C6	S1	S2	S3	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S1	S2	S3						
0-1																																																				
1-2																14	3	8	11	11	11		15		6	8	9	18	15	6	7	8	20	12	6	7																
2-3																					31																	6														
3-4																	11	12	20	10	N		6		8	8	11	18	22	14	9	10		18	9	7			5				12					16				
4-5								N								16	10	13	40	21	N		12	8	14	14	12	22	N	19	13	20	42	18	9	5			6	16			8						17			
5-6							N	1		N											N	33	20																		N									21		
6-7				N			N	2								14	12	15		17		40	N	11	25	27	15	N	N	23	N	25	N	23	5	12			8	10	27	N	14	9					9			
7-8					16		N	16		32				N		16	12	15	30	15	N	N	38	16	48	34	21	N	N	29	N	36	N	32	20	13	21			21	18		11	10					17			
8-9				N	18		N	N					N		N						N																N	N	16	21	16	19	13					21				
9-10					N	21	N	N		N			N	N	N	17		47	29	23		N	N	57	28	N	39	57	28	40	30	57	57	39	50	53			37	13	21	16	16		15	19	20					
10-11		36		N	N	29	N	43	17			N		N		17	25	32		33	N	N	N	N	38	31	51	N	N	N	N	N	N	22	N	N			N	24	21	19	14	16	17	25	38					
11-12					N	N	N	N		N			N								N		N														N	39	38	18	26	N	20	22	22							
12-13		45			N	N	N	N			N	N				21		25		32		N	N	N	N	31	N	N	N	N	N	N	N	42	N	60	N		N	41	39	N	31	25	22	36						
13-14					N	37	N	N								18	31	32	55	40					33	N	N								60					N		N	34	N	32	34	N					
14-15	N		N		N	41		N	44																													N		N	N	N	35	46	41	53						

	C.T. 1978 Lazareto						RODIO 1967 Q ^{1a} de Buxos							D & M 1977 Q ^{1a} de Buxos							SEG 1996 Murfacém														SOPECATE 1977 Hospital de Almada									C.T. 75 Mta Caparica						
Nº SOND.	\$ 3	\$ 6	\$ 23	\$ 24	\$ 25	\$ 26	\$1A	\$2A	\$3A	\$4A	\$5A	\$6A	\$7A	\$S1	\$S2	\$S3	\$S4	\$S5	\$S8	\$S10	\$1	\$2	\$3	\$4	\$5	\$6	\$7	\$8	\$9	\$10	\$11	\$12	\$13	\$14	\$1	\$2	\$3	\$4	\$5	\$6	\$7	\$8	\$9	\$1	\$2	\$4				
0 - 1																																																		
1 - 2	10	7	5	4	3	6			7	14	5	9	9			14	3			21		11	7	5	8	5		6	2		13					11		3	6			7		15	16					
2 - 3							2	7	11			8	10			14	10					22	9	22	14	5		5	10	10	17	5	7	7				3	12			7	25	11	11					
3 - 4	5	10	8	9	5	7				14	10					38	10			26		29	8			9	6	7	10		16			8			8	7	6	13	6		13	11	20	5				
4 - 5	4	8	9	6	10	5				13	10	10	18	27	10	28	7			N	15	37	17	10	N	9	8		N	25	15	51	13	20			10				7	14	18		8					
5 - 6								15	8					28	29	27	9	22	46																12	9	21	4					13		N	9				
6 - 7	8	12	5	6	20	8				9		10	14	31	49	42	32	29		34		N	20	24	N	12	17	44	N	52	14		26	28																
7 - 8	14	10	15	15	N	13			11					39	49	44	23	33	51		N	32														12	N	14	9			9	33		19	29				
8 - 9			35				11	9		10	7	13	30	46			47	N	N	48					33	N	57	40	N	24	25		44																	
9 - 10	N	12		57	18	N		19	N		11	18	26		N	N	45	N			N	47								23					N											17				
10 - 11	41	19	N	N	48	29	N			16					N	N		N	N		N	31										27											34							
11 - 12			N					N	14	28	33	16		N	N		N			N															23	38			29			14		40						
12 - 13	49	N		27	N	30							35	N		N	N	N	N		N	36									N										20									
13 - 14	52	N	N		N	N		16	17		20				N		N	N	N																45	38	N	N	38			14		N		N				
14 - 15			N	N			17				20	29	38	N	N			N																						30										

T.D. - Teixeira Duarte; C.T. Construções Técnicas; D.&M. - Dames & Moore; P.B - Palença de Baixo; SEG - Serviço de Engenharia e Geotecnia; N - Nega.

Anexo III.1 - Resultados de ensaios SPT em sondagens. Terrenos *in situ* - Argilas e Siltes (continuação)

	T.D. 1973																															
	Monte de Caparica - Praçal																															
Nº SOND.	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	S12	S13	S14	S15	S16	S17	S18	S19	S20	S21	S22	S23	S24	S25	S26	S27	S28	S29	S30	S31	
0 - 1																																
1 - 2	2		13												N			26	45	8	30	14		23	18			26	11		5	
2 - 3	10	10	17	5	7	7										23		19	36	23		11		15	32	17		N	12		8	
3 - 4	10		16			8	N	N			14		N	N		32	18	10	38	17		15		14	23	24			16			
4 - 5	N	25	15	N	13	20		N		N			38			N						15		14	31							
5 - 6							N				N	35		37			40		41	13		17	20	19	16			N		11	13	
6 - 7	N	52	14		26	28		N	N	N			N		N																	
7 - 8							N		N			31		N		N	41		49	29							N	19		24	19	14
8 - 9	N	24	25		44			N		N	53		N		N																	
9 - 10		23					N	N	N			32		N			N	52			31	36		29		N	23		18			
10 - 11		27						N		N	N	N	N		N																	
11 - 12							N	N	N		N			N				N	N		56	33	45	29			N		49		18	
12 - 13		N					N					50	N		46			N	N													
13 - 14											N	N			N		N	N			N	40	44	28	N	N						
14 - 15													N																			

	T.D. 1973																			CEGSA 91			CEGSA 91				ENGIL 1996					
	Monte de Caparica - Praçal																			FCT/UNL			FCT/UNL				Porto Brandão					
Nº SOND.	S32	S33	S34	S35	S36	S37	S38	S39	S40	S42	S43	S44	S45	S46	S47	S48	S49	S50	SA	SB	SC	S1	S2	S3	S4	S1	S2	S3	S4	S5	S6	
0 - 1																																
1 - 2		10	6	16		11								23			18									7		5		14	8	
2 - 3		9	8	20		12		32	14		14			14									10									
3 - 4	11	9			21			34			N			15	45			13		14					10			7	11	13		
4 - 5				N	N			38			19	11			45	20			22					13		14	9	13				
5 - 6	14	14					34	41	16			51		15			18	16				21	14	17								
6 - 7																						22			11	16		23	15	20		
7 - 8	15		29		N			N			18		25			34	N			21				16	21	15	21	19		6		
8 - 9																							26									
9 - 10	15		28		N			51					N	22			N	N		33				25		26	19			29		
10 - 11													24													29	28		N	37	20	
11 - 12					N	25		N		N						N	N	32		33	35											
12 - 13										N			N													23	32		N	50	34	
13 - 14						30	N	50			N			44						56							N			N	51	
14 - 15										N			N																			

T.D. - Teixeira Duarte; N - nega

Anexo III.1 - Resultados de ensaios SPT em sondagens. Terrenos *in situ* - Areias e areolas

	T.D. 63 Gingal		T.D. 1968 P.B.				C.T. 1984 Banática			C.T. 1967 Sonap			T.D. 1968 Sonap				D.&M. 1977 Q ^{1a} Buxos			SOPECATE 1977 Hospital de Almada									T.D. 1973 Monte de Caparica - Praçal																			
Nº SOND.	S2	S4	S2	S3	S5	S10	C1	C2	C5	S1	S2	S3	S1	S2	S3	S7	BS1	BS2	BS5	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	S12	S13	S14	S15	S16	S17	S18	S19	
0 - 1										N	17										24																											
1 - 2											N												N	32		N	28	N	29		37							43						15		11		
2 - 3																	22				22	N	N		12					39					19	20				N			20		10			
3 - 4																12	25									N			32						27	N				21			14	13				N
4 - 5																8							N					N		39	34	N		25	N				N	43	N	19	15	14	20	15		
5 - 6																															31				18					N	21		8					
6 - 7		N											15			9		51	37																													
7 - 8							16							14		10																N			51	N	35	N	35			48					16	
8 - 9	N	N	23			N			51							13																																
9 - 10														N		19																																
10 - 11		N												N			N																															
11 - 12					27					N				N																					24			33							28	29		22
12 - 13					N			28							N																																	
13 - 14					N									N															N																			
14 - 15	32			38							N				N																																	

	T.D. 1973																														C.T. 1975					CEGSA 91			CEGSA 91				CEGSA 91						
	Monte de Caparica - Praçal (cont.)																														Mte. Caparica					FCT/UNL			FCT/UNL				FCT/UNL						
Nº SOND.	S20	S21	S22	S23	S24	S25	S26	S27	S28	S29	S30	S31	S32	S33	S34	S35	S36	S37	S38	S39	S40	S41	S42	S43	S44	S45	S46	S47	S48	S49	S50	S1	S2	S3	S4	S5	SA	SB	SC	S1	S2	S3	S4	S11	S12	S13	S14		
0 - 1																																																	
1 - 2		17		30	N	18	39	8	45	23	16		N	N		23	8		13			7	4		9			32	32	19	14	23	34	12	32	20	13		20		16			27	33	8	20		
2 - 3		N		28			23	N		21	14		N	30	11	38	36	26	32			8	17					7	13	19	14	30		23	44	21													
3 - 4	N		39	15		N	N	N		N	29			38	21		29	38						8					N		11			18	35		9	45				11	20	38	37	27			
4 - 5			43	49		N	N	N			26	41			N	N	21	11		7		17								51	14	21	18	16	34	15		25				48	44	17	41	48	51		
5 - 6	40	N	9				N	N	15		38		N	N								20	15	29		17				N	24	N			22		17												
6 - 7																						17											N	42					29				33	15	N	48	48		
7 - 8	N		24	N		N	N	N		29		N	N			35	34										N			N				N							42		47	27			N		
8 - 9																						12	N									30	28	22															
9 - 10			N	N		N	N	N	N	45								14	N	46	7			25		N		N	31			37	38	46		24	N			57	25		25	N					
10 - 11																							53								57		17			N				N				N					
11 - 12				N		N				N		42							23	N								N	N	10				N	20														
12 - 13																									50						26	28																	
13 - 14		N				N							N	N		N														N			50	20		N	31		N										
14 - 15																									N																								

T.D. - Teixeira Duarte; C.T. - Construções Técnicas; D.&M. - Dames & Moore; P.B. - Palença de Baixo; N - Nega.

Anexo III.1 - Resultados de ensaios SPT em sondagens. Terrenos *in situ* - Calcários, Margas e Lumachelas

	C.T. 91 Shell	T.D.68 Sonap	ENGIL P.Brand.	RODIO 67 Esso	D&M 77 Esso	SEG 1996 Murfacém								T.D. 1973 Monte de Caparica - Praçal																		C.T. 75 Mte Caparica						
Nº SOND.	10	S4	S2	S6	S3	S1	S3	S4	S5	S7	S8	S10	S12	S13	S1	S2	S4	S5	S12	S13	S14	S20	S26	S28	S29	S32	S33	S34	S35	S40	S41	S44	S46	S48	S50	S3	S4	S5
0 - 1																																						
1 - 2										4									30																			
2 - 3																																						
3 - 4	N							19	N			11	8							N																		
4 - 5											24							43												N				N				
5 - 6															51															N				N				
6 - 7						N							N																									
7 - 8																													N							N		
8 - 9							N	N							N																		N					
9 - 10																	N			N		N		N		N	N									N		
10 - 11															N																N							
11 - 12																N				N		N	N			N											N	37
12 - 13			N	N																							N											
13 - 14		N																N			N	N	N		N			N						N		N		
14 - 15					N																																	

T.D. - Teixeira Duarte; C.T. Construções Técnicas; D.&M. - Dames & Moore; SEG - Serviço de Engenharia e Geotecnia; N - Nega

Anexo III.1 - Resultados de ensaios SPT em sondagens. Terrenos Deslocados - Argilas e Siltes

Nº SOND.	C.T.1976 Olho de Bol						T.D 1968 P.B.						TD74 P.B.	T.D. 1975 P.B.						T.D. 1977 P.B.				T.D. 80 P.B.		T.D. 1984 P.B.													CT/91 Ban.	T.D. 1968 P.B.							C.T. 1973 Petrogal			C.T. 1978 LISNAVE Lazareto										D.&M. 1977 Q ^{ta} Buxos				
	S16	S17	S24	S25	S26	S27	S2	S3	S5	S6	S7	S8	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S5	S6	S7	S8	SC	SD	S1	S3	S5	S7	S9	S10	S12	S13	1	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S1	S2	S3	S3	S6	S23	S24	S25	S26	S1	S2	S5	S8	S9										
0 - 1									5						14			5	24		23	10			14					24					3	2	2	3	9	3		8	13	11	7	13	8	7	5	4	8		11	5	4		11							
1 - 2								4	8		10												12												2	2	3	9	3		8	13	11	7	13	8	7	5	4	8		5	8	17										
2 - 3									10	4	3	23			14	N							17			7			40		28		33			3	6		10	3	6	8	11	12	11						3	7	9	5										
3 - 4									18		7				35	17	5					26		17	8									5	5	4		8		7		11	15		6	13	11	11	7	9		7	7	8										
4 - 5							4	2			8																		24						10	6			7		14	15		6	12	13	9	14	7			14	14											
5 - 6							3				8							7				34			34		31	31	28					11	4						12	16										4												
6 - 7							3	3					N				18		5						N		39														10	28		19	9	10		12			8													
7 - 8			4				5		3				N															39					N									13	11		15			21				10												
8 - 9	8	7				6				9																																																						
9 - 10	5								11																																																							
10 - 11		11	10			10	10																																																									
11 - 12	12			8	10	12																					N																																					
12 - 13	60		13	31																							N																																					
13 - 14		10		15	11																																																											
14 - 15																																																																

T.D. - Teixeira Duarte; C.T. Construções Técnicas; D. & M. - Dames & Moore; P.B. - Palença de Baixo; Ban. - Banática; N - Nega.

Anexo III.1 - Resultados de ensaios SPT em sondagens. Terrenos Deslocados - Areias e Areolas

	T.D.1963 Gingal			C.T. 76 Olho de Boi			T.D. 1968 Sonap							T.D 74 P.B.		T.D. 1975 P.B.					T.D. 1977 P.B.				T.D.1980 P.B.												C.T. 1981 P.B.			C.T. 1982 P.B.				T.D. 1984 P.B.										T.D. 68 Sonap	
Nº SOND.	S1	S2	S4	17	24	26	S1	S2	S3	S4	S5	S7	S9	S1	S3	S4	S6	S7	S8	S9	S5	S6	S7	S8	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8A	AS	SC	SD	N2	N17	N18	N1	N2	N3	N4	S3	S4	S5	S7	S8	S9	S10	S12	S13	S5	S6		
0 - 1																	7	8	14	7			12			19	17	12	11	15	13	15	15	8	11	24							38	20										7	
1 - 2							4	7	1	3																											5			2	5	2	2				36							5	
2 - 3			N				5	2	3	2								6	4	4	17	15	11	11		23	15	32							14	10	11								13										
3 - 4	5	15					4	3	2	7				26	23					5		12	10	9		24	8								39	11		13	27			13								21		6			
4 - 5							3				11				26																				48	16		7													8				
5 - 6		7									8			34							14	15	15	11														13																	
6 - 7	6	9									9			48							14	27		15	N														18					46							22				
7 - 8							N				18																											9																	
8 - 9				39				4						52							4		9																									23							
9 - 10													6									27																14										34							
10 - 11	12																																																						
11 - 12				15										50								34																24																	
12 - 13																						36																																	
13 - 14												17																																											
14 - 15						18																30																																	

T.D. - Tebela Duarte; C.T. Construções Técnicas; P.B.- Palença de Baixo; N - Nega.

Anexo III.1 - Resultados de ensaios SPT em sondagens.
Terrenos Deslocados - Calcários, Margas e Lumachelas

	T.D. 68 P.B.	T.D.75 P.B.	T.D.77 P.B.	T.D. 1980 P.B.					T.D. 1984 P.B.								
Nº SOND.	S7	S7	S7	S4	S5	SB	SC	SD	S1	S3	S4	S6	S8	S9	S10	S12	S13
0 - 1						N						35	N			10	19
1 - 2															N		
2 - 3			11	26	N					12	N	N				20	
3 - 4			9	30	43					12	N	N	N		N		N
4 - 5								31							N		N
5 - 6		N	11				34			12		N	N		N		
6 - 7			15				46					N	N				N
7 - 8	21											N					
8 - 9	N								N				N		N		
9 - 10										N						36	
10 - 11	11														N		
11 - 12														N	N		
12 - 13	19													N		N	
13 - 14														N	N	N	N
14 - 15										N					N		N

T.D. - Teixeira Duarte; P.B.- Palença de Baixo; N - Nega.

**Anexo III.2 - Resultados das leituras dos difractogramas de Raios-X
realizados para algumas amostras de solos**

Determinações semi-quantitativas relativas à mineralogia da fracção argilosa efectuadas a partir de difractogramas de Raios-X de amostras impregnadas em etilenoglicol sob vazio durante 24 horas.

Amostra	Ilite (%)	Esmectite (%)	Caulinite (%)
BV-S1	37	52	11
BV-S2	42	47	11
BV-S3	40	40	20
FP-S1	43	29	28
FP-S7	30	48	22
FP-S8	33	46	21
AL-S1	44	35	20
AL-S2	37	47	16
AL-S3	66	16	18
AL-S4	28	44	28
AL-S5	27	54	19
PB-S1	22	65	13
PB-S3	48	36	16
PB-S4	24	66	10
PB-S5	35	54	11
PB-S6	29	58	13
PC-S1	35	34	31
PC-S2	52	27	22
TR-S4	37	46	17

Amostra	Ilite (%)	Esmectite (%)	Caulinite (%)
TR-S5	30	58	12
TR-S6	29	62	9
TR-S7	38	40	22
TR-S8	16	64	20
MT-S1	26	66	8
MT-S2	21	70	8
MT-S3	26	65	9
MT-S4	38	48	14
MT-S5	32	54	14
MT-S6	39	45	16
MT-S7	31	51	18
CC-S1	53	25	22
CC-S2	43	31	26
CC-S3	26	64	10
CC-S4	31	59	10
CC-S7	42	38	20
CC-S10	37	39	24
CC-S11	32	49	19
CC-S12	38	42	20

Determinações semi-quantitativas relativas à mineralogia global de algumas amostras.

Amostra	Filossilicatos (%)	Quartzo (%)	Feldspatos (%)	Calcite (%)	Gesso (%)	Dolomite (%)
BV-S3	78	15	3	vestígios	4	vestígios
AL-S3	79	12	3	3	3	vestígios
PB-S3	64	25	3	3	4	vestígios
TR-S5	78	13	vestígios	7	vestígios	vestígios
TR-S6	71	14	3	9	3	vestígios
MT-S4	79	11	vestígios	5	vestígios	vestígios
MT-S5	81	8	vestígios	7	vestígios	vestígios
CC-S5	79	11	4	vestígios	4	vestígios
CC-S7	72	17	6	vestígios	vestígios	vestígios

Anexo III.3 - Resultados dos ensaios de corte directo realizados.

Amostra	Unidade de Cotter	Espessura do recobrimento	σ (kg.cm ⁻²)	τ (kg.cm ⁻²)	τ_{res} (1) (kg.cm ⁻²)	τ_{res} (2) (kg.cm ⁻²)	τ_{res} (3) (kg.cm ⁻²)
FP-S7	IVa	40 m	1,94	2,15	1,20	-	-
			2,92	2,72	1,78	1,27	1,46
			3,89	.*	2,35	2,16	2,01
FP-S8	IVa	40 m	1,94	1,95	0,97	-	-
			2,92	2,40	1,29	-	-
			3,89	2,85	1,96	1,76	-
PB-S6	IVa	3-4 m	1,0	0,82	.*	0,56	-
			1,5	0,98	0,62	0,71	0,79
			2,0	1,47	1,03	1,14	0,94
MT-S7	Va2	2-3 m	0,97	0,57	.*	-	-
			1,94	1,03	0,91	0,91	-
			2,92	1,50	1,25	1,25	-
SPTTr-S1	Va2	5-6 m	0,89	0,81	0,47	-	-
			1,14	1,01	.*	-	-
			1,39	1,13	.*	-	-
			1,64	.*	0,85	-	-
			2,14	.*	1,13	-	-
CC-S10	VIa	20 m	0,97	1,28	0,75	-	-
			1,94	1,96	1,27	1,37	-
			2,92	2,60	.*	2,10	-
CC-S12	VIa	8 m	0,97	1,09	0,47	-	-
			1,94	1,53	0,90	-	-
			3,89	2,57	1,84	-	-
CC-R13	VIb	1-3 m	0,97	1,59	1,15	1,33	-
			1,94	2,61	1,77	1,83	-
			3,89	2,78	2,39	2,41	-

σ - Tensão normal (de consolidação);

τ - Tensão tangencial (de corte) de pico;

τ_{res} - Tensão de corte residual (1, 2, 3: número de ensaios de corte residual efectuados em provetes da mesma amostra, sob determinada tensão normal.

- Ensaios não realizados

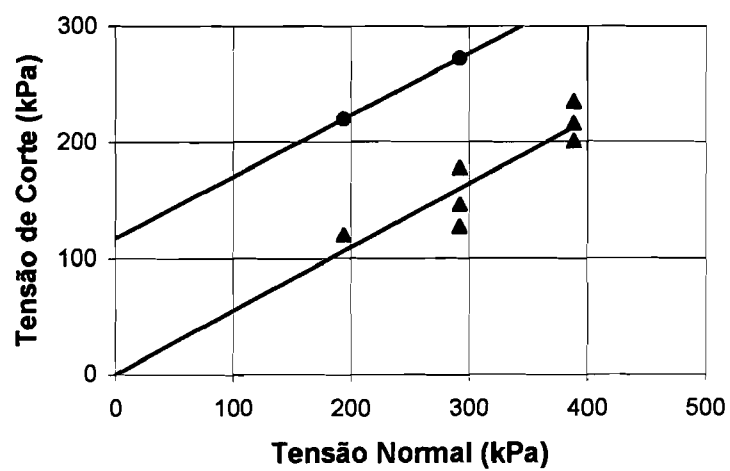
.* Resultados não considerados (amostras que deram problemas durante o ensaio)

Próximas páginas: gráficos σ / τ :

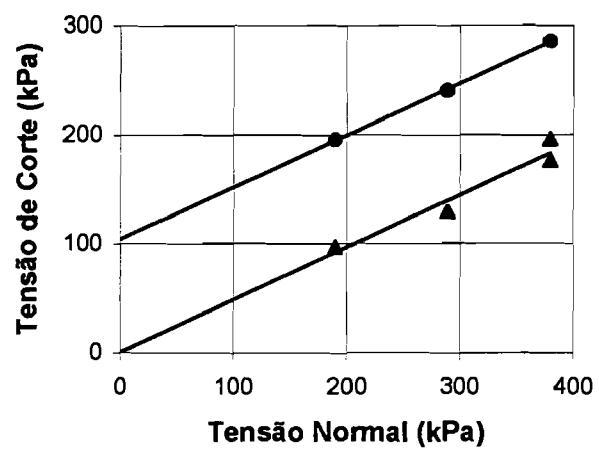
● : Valores de pico

▲ : Valores residuais

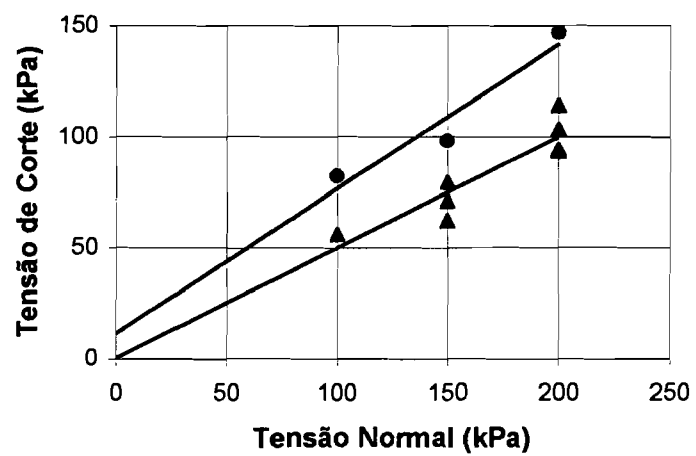
FP-S7



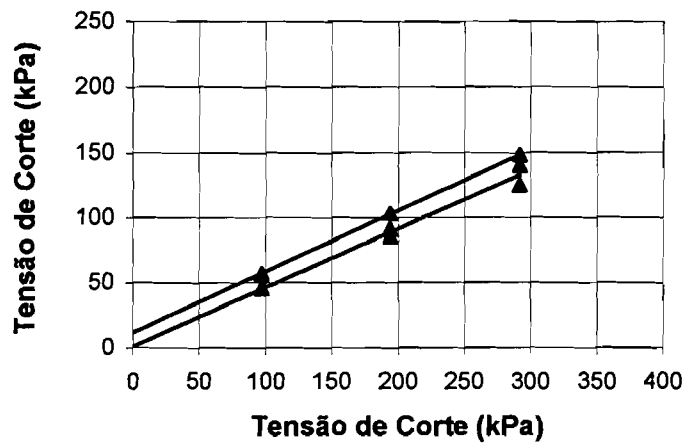
FP-S8



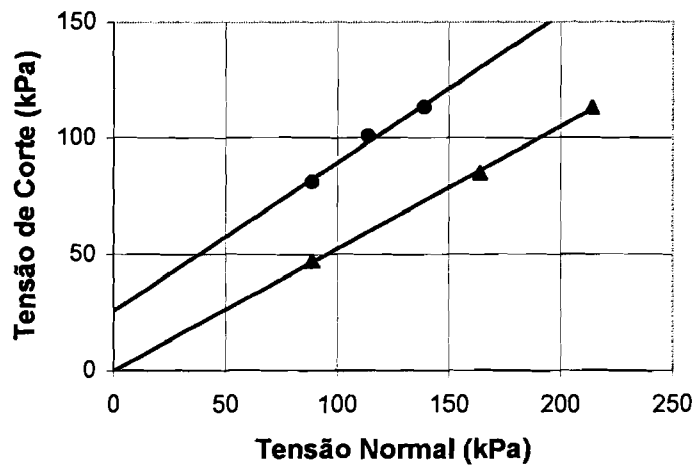
PB-S6



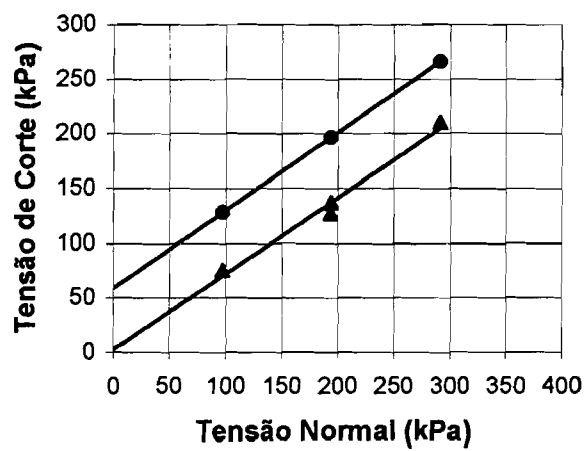
MT-S7

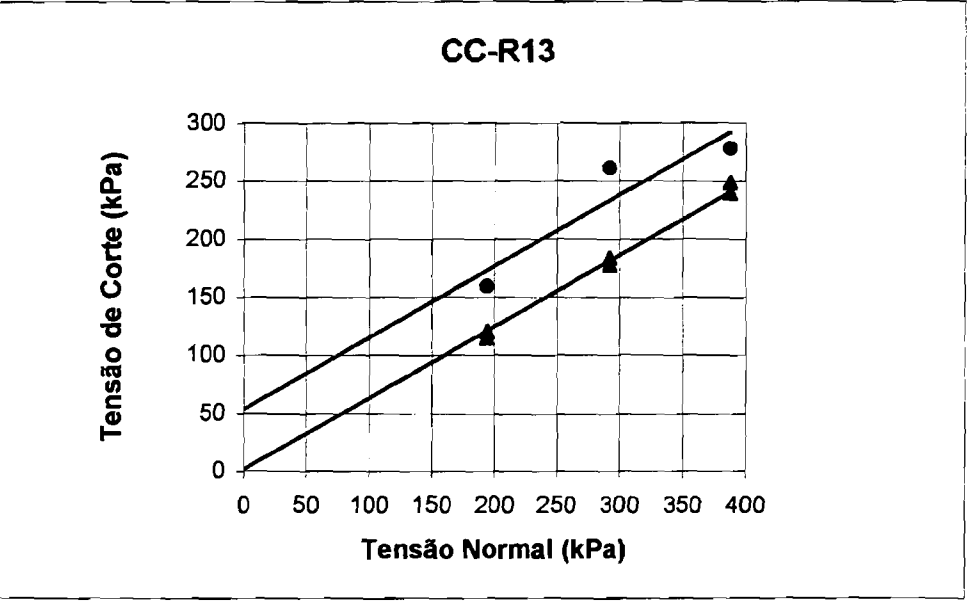
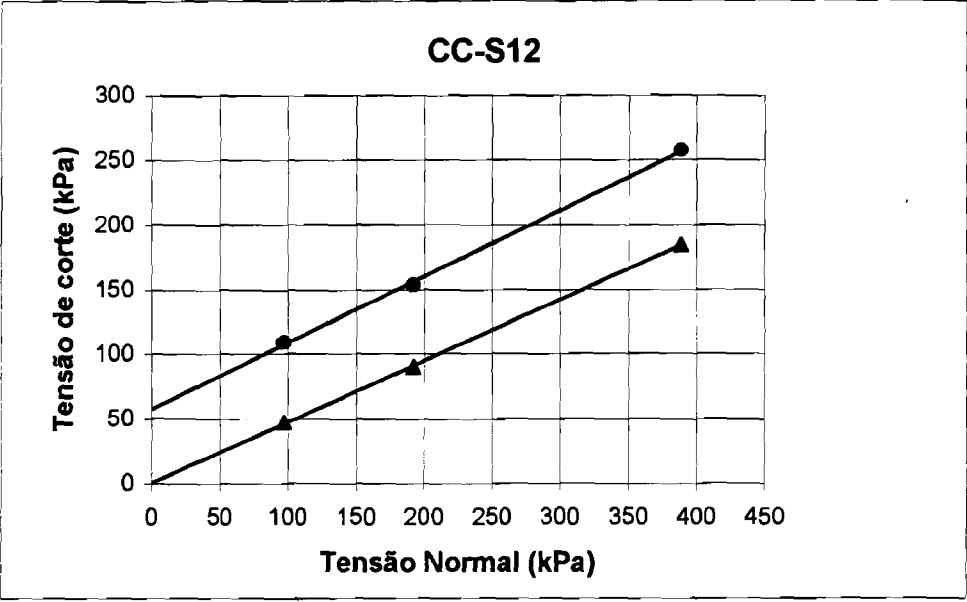


SPTTr-S1



CC-S10





Anexo III.4 - Resultados dos ensaios de resistência em compressão uniaxial.

Notações

γ_d - peso específico do provete seco;

γ_{sat} - peso específico do provete "saturado", obtido através da relação $\gamma_{sat} = \gamma_d (1 + w)$;

w - teor em água do provete "saturado" (após 6-8 dias de imersão em água destilada);

σ_c - resistência do provete em compressão uniaxial;

v_{us} - velocidade de propagação de ultra-sons (em quilómetros por segundo)

Referências dos provetes:

FP-CUi - trecho de taludes entre Boca do Vento e Fonte da Pipa;

BA-CUi - vale de Banática;

CP-CUi - imediações de Castelo Picão, sobre o vale de Porto Brandão;

PC-CUi - vale de Portinho da Costa;

TR-CUi - vertente nascente sobranceira à vila de Trafaria;

CC-CUi - Arriba Fóssil da Costa de Caparica, frente à localidade do mesmo nome.

Provete	seco/ /saturado	Litologia	γ_d (KN/m ³)	γ_{sat} (KN/m ³)	w (%)	σ_c (MPa)	V_{us} (km.s ⁻¹)
FP-CU1	seca	calcário pouco arenoso, argiloso, pouco fossilífero e com cavidades e fissuras devidas a dissolução de conchas (unidade IVa)	-	-	0,0	14,6	-
FP-CU2	seca		-	-	0,0	24,9	-
FP-CU3	seca		21,3	-	0,0	12,6	-
FP-CU4	seca		18,3	-	0,0	7,9	-
FP-CU5	seca		18,0	-	0,0	8,7	-
FP-CU6	seca		20,4	-	0,0	13,5	2,69
FP-CU7	saturada		19,5	21,3	9,4	3,0	-
FP-CU8	saturada		18,4	20,7	12,5	2,1	2,32
FP-CU9	saturada		18,4	20,3	10,5	3,7	2,53
FP-CU10	saturada		18,2	20,6	13,0	2,7	2,22
FP-CU11	saturada	calcário margoso amarelo com grandes cavidades devidas a dissolução de conchas (IVa)	18,9	20,8	10,3	1,8	2,63
FP-CU12	saturada		18,5	20,4	10,9	3,6	2,87
FP-CU13	saturada		17,1	19,2	12,3	1,6	1,84
BA-CU1	seca	calcário com pequenas impressões de conchas, fissurado (unidade Va3)	-	-	0,0	11,1	2,65
BA-CU2	seca		-	-	0,0	11,6	2,74
BA-CU3	seca		-	-	0,0	9,7	2,53
CP-CU1	seca	calcário com abundantes vazios por dissolução de conchas (unid. Va3)	-	-	0,0	10,5	-
CP-CU2	seca		-	-	0,0	18,4	-
PC-CU1	seca	calcário pouco arenoso ou margoso rico em restos de conchas e pequenas fissuras (unidade Va1)	-	-	0,0	6,0	2,25
PC-CU2	seca		-	-	0,0	10,6	3,62
PC-CU3	seca		-	-	0,0	6,5	2,54
PC-CU4	seca		-	-	0,0	7,4	2,23
PC-CU5	seca		-	-	0,0	6,9	2,64
PC-CU6	seca		-	-	0,0	5,6	2,43
PC-CU7	seca		-	-	0,0	11,1	3,73
PC-CU8	seca		15,5	-	0,0	7,0	2,31
PC-CU9	saturada		17,1	19,3	13,0	2,2	2,03
PC-CU10	saturada		17,1	19,8	15,9	1,6	1,91
PC-CU11	seca	calcário margoso, lumachélico e com grandes vazios deixados pela dissolução de conchas (unidade Va1)	-	-	0,0	7,9	2,75
PC-CU12	seca		-	-	0,0	1,9*	2,95
PC-CU13	seca		-	-	0,0	13,8	3,40
PC-CU14	seca		-	-	0,0	5,6	2,63
PC-CU15	seca		-	-	0,0	4,2	2,52

* - Rotura ao longo de fenda preexistente: resultado não considerado.

Provete	seco/ /saturado	Litologia	γ_d (KN/m ³)	γ_{sat} (KN/m ³)	w (%)	σ_c (MPa)	v_{us} (km.s ⁻¹)
TR-CU1	seca	calcário margoso idêntico a PC-CU1-10 (unidade Va1)	-	-	0,0	7,9	3,28
TR-CU2	seca		-	-	0,0	6,0	2,94
TR-CU3	seca	calcário lumachélico idêntico a PC-CU11-15 (unidade Va1)	-	-	0,0	9,3	3,16
TR-CU4	seca		-	-	0,0	9,3	3,32
TR-CU5	seca		-	-	0,0	6,9	3,06
TR-CU6	seca		-	-	0,0	5,1	2,34
TR-CU7	seca		17,9	-	0,0	12,6	-
TR-CU8	seca		18,5	-	0,0	4,9	-
TR-CU9	saturada		19,2	20,6	7,1	3,6	-
TR-CU10	saturada		19,2	20,5	6,9	5,0	-
CC-CU1	seca	calcário pouco arenoso e com raros vestígios de conchas (unidade VIb)	-	-	0,0	1,9	2,41
CC-CU2	seca		-	-	0,0	2,8	2,30
CC-CU3	seca		-	-	0,0	4,6	2,51
CC-CU4	seca		-	-	0,0	4,0	2,12
CC-CU5	seca		15,2	-	0,0	2,1	2,01
CC-CU6	saturada		15,0	18,5	21,7	0,2	0,95
CC-CU7	saturada		14,9	18,3	22,8	0,5	1,00
CC-CU8	saturada		15,4	18,5	20,1	0,5	1,02
CC-CU9	seca	arenito margoso com grandes cavidades de forma alveolar (unidade Vc)	21,0	-	0,0	11,1	3,66
CC-CU10	seca		20,8	-	0,0	10,0	2,90
CC-CU11	saturada		20,9	22,4	7,0	4,2	-

Anexo III.5 - Resultados dos ensaios de resistências em tracção (tipo Brasileiro).

Notações

γ_d - peso específico do provete seco;

γ_{sat} - peso específico do provete "saturado" (obtido através da relação $\gamma_{sat} = \gamma_d \cdot (1+w)$);

w - teor em água do provete "saturado" (após 6 a 8 dias de imersão em água destilada);

σ_t - resistência à rotura em tracção;

CaCO₃ - teor em carbonatos.

Indicação da origem das amostras:

Fonte da Pipa (tipo a): amostras FPa - zona superior da camada calcária em consola existente no trecho entre Boca do Vento e Fonte da Pipa;

Fonte da Pipa (tipo b): amostras FPb - idem, zona inferior da mesma camada;

Banática (tipo a): amostras BAa - degrau intermédio, no vale da Banática;

Banática (tipo b): amostras BAb - idem;

Trafaria (tipo a): amostras TRa - degrau intermédio, na vertente sobre a Trafaria;

Trafaria (tipo b): amostras TRb - idem;

Costa de Caparica (tipo a): amostras CCa - escarpa superior calcária ou areno-calcária da arriba fóssil, frente à Costa de Caparica;

Costa de Caparica (tipo b): amostras CCb - zona calcária do talude inferior da arriba fóssil, frente à Costa de Caparica;

Sto. António de Caparica (tipo a): amostras SAa - escarpa superior calcária ou areno-calcária da arriba fóssil, sobranceira a Sto. António de Caparica.

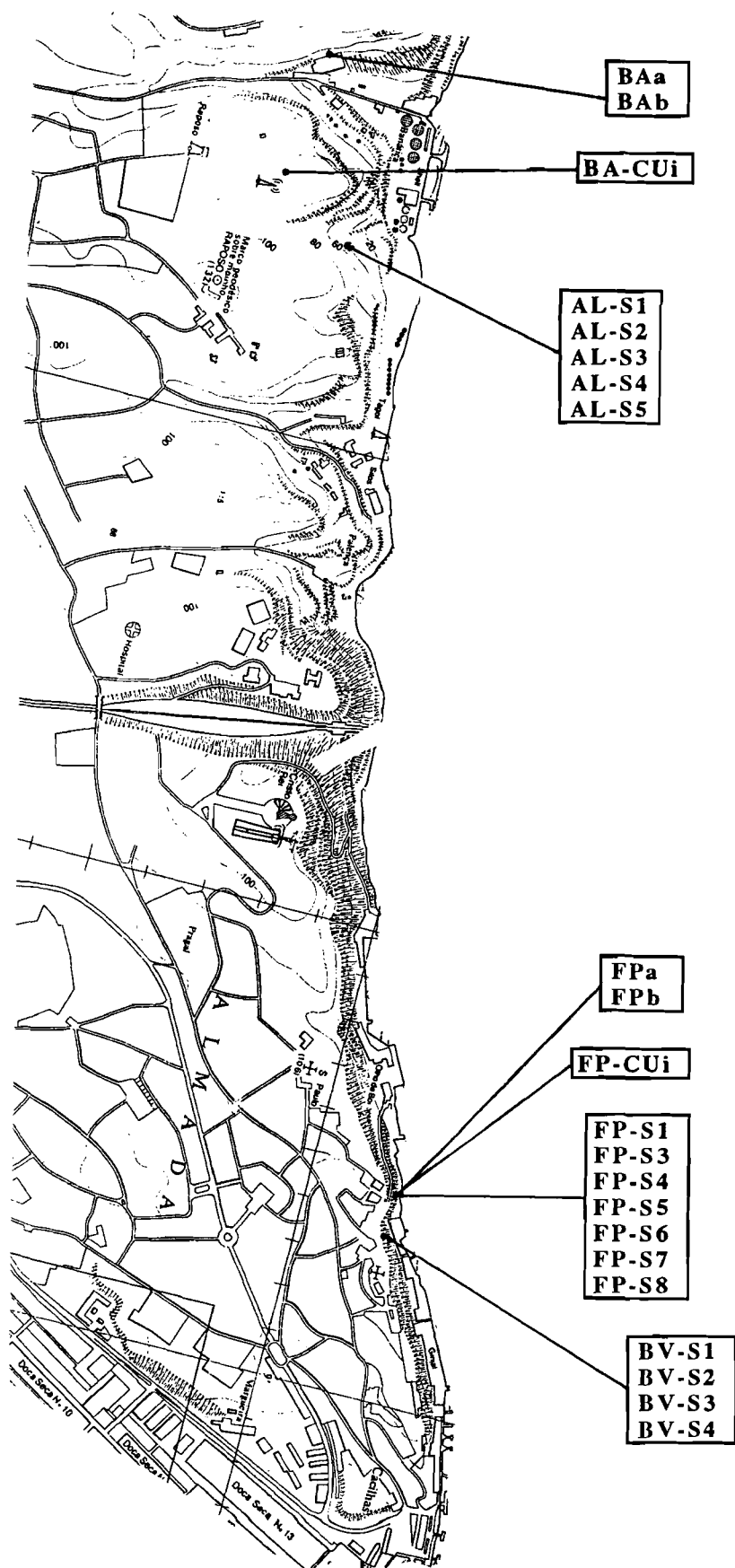
Local (Amostra)	Seca / Saturada	Provete	W (%)	γd (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	σt (MPa)	CaCO ₃ (%)
Fonte da Pipa (FPa)	Sat.	1	12,0	-	20,4	0,59	57,03
	Sat.	2	11,0	-	21,4	0,58	55,80
	Sat.	5	13,0	-	20,0	0,57	55,38
	Sat.	6	13,0	-	20,6	0,58	54,20
	Sat.	7	13,0	-	20,0	0,49	-
	Sat.	8	12,0	-	21,3	0,41	-
	Sat.	9	12,0	-	20,3	0,42	-
	Sat.	10	12,0	-	21,1	0,69	-
	Sat.	12	13,0	-	20,2	0,40	-
	Sat.	13	12,0	-	20,0	0,52	-
	Sat.	14	11,0	-	21,4	0,43	-
	Sat.	15	13,0	-	20,3	0,58	-
	Sat.	17	12,0	-	20,2	0,67	-
	Sat.	45	9,0	-	21,6	0,58	-
	Sat.	49	15,0	-	18,2	0,49	-
	Sat.	50	12,0	-	20,3	0,58	-
	Seca	19	0,0	18,1	-	1,01	-
	Seca	20	0,0	18,7	-	1,26	54,48
	Seca	21	0,0	18,2	-	1,21	49,02
	Seca	22	0,0	17,8	-	1,13	52,93
	Seca	23	0,0	17,2	-	0,91	56,10
	Seca	25	0,0	17,7	-	1,14	-
	Seca	28	0,0	17,3	-	0,98	-
	Seca	29	0,0	17,8	-	1,20	-
	Seca	30	0,0	18,0	-	1,28	-
	Seca	31	0,0	18,3	-	1,30	-
	Seca	32	0,0	18,5	-	1,29	-
	Seca	33	0,0	18,6	-	1,32	-
	Seca	34	0,0	19,0	-	1,31	-
	Seca	37	0,0	20,0	-	1,26	-
	Seca	38	0,0	17,8	-	1,17	-
	Seca	39	0,0	18,9	-	1,20	58,12
	Seca	41	0,0	17,7	-	1,25	55,65
Fonte da Pipa (FPb)	Sat.	51	4,0	-	23,2	1,56	-
	Sat.	52	3,0	-	23,4	3,50	-
	Sat.	58	5,0	-	21,7	1,54	-
	Sat.	62	4,0	-	22,9	3,38	-
	Sat.	63	5,0	-	22,2	1,92	-
	Sat.	64	3,0	-	22,9	3,42	-
	Sat.	70	3,0	-	22,5	3,82	65,50
	Sat.	72	18,0	-	26,0	3,94	68,33
	Sat.	79	4,0	-	22,8	3,25	-
	Sat.	92	5,0	-	21,7	2,13	-
	Seca	54	0,0	21,6	-	3,20	-
	Seca	56	0,0	20,4	-	3,52	-
	Seca	65	0,0	22,3	-	3,19	-
	Seca	67	0,0	21,4	-	3,20	66,10
	Seca	68	0,0	21,5	-	3,29	-
	Seca	69	0,0	21,9	-	3,88	-
	Seca	71	0,0	21,4	-	3,30	-
	Seca	77	0,0	22,8	-	5,29	60,22
	Seca	78	0,0	20,1	-	1,82	62,00
	Seca	86	0,0	21,8	-	3,86	63,80
	Seca	89	0,0	22,2	-	4,70	-
	Seca	91	0,0	21,0	-	3,66	68,52
	Seca	93	0,0	21,5	-	5,21	-

Local (Amostra)	Seca / Saturada	Provete	W (%)	γd (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	σt (MPa)	CaCO ₃ (%)
Banática (BAa)	Sat.	1	3,0	-	24,7	6,89	42,15
	Sat	2	3,0	-	24,8	6,76	40,28
	Sat	4	3,0	-	24,8	6,66	41,90
	Sat	8	3,0	-	24,1	4,70	-
	Sat	9	3,0	-	24,6	6,39	-
	Sat	11	3,0	-	24,7	7,45	-
	Sat	13	2,0	-	24,9	7,01	-
	Sat	14	3,0	-	23,6	4,18	-
	Sat	20	4,0	-	24,8	4,98	-
	Sat	25	3,0	-	24,8	5,78	-
	Seca	6	0,0	23,4	-	6,29	-
	Seca	15	0,0	22,6	-	6,63	40,67
	Seca	18	0,0	24,0	-	10,15	43,45
	Seca	19	0,0	24,0	-	8,43	41,70
	Seca	26	0,0	22,6	-	5,99	-
Banática (BAb)	Sat.	29	8,0	-	22,2	1,82	-
	Sat	31	5,0	-	22,8	1,46	-
	Sat	32	7,0	-	21,1	1,84	79,41
	Sat	35	6,0	-	22,5	1,87	77,22
	Sat	36	6,0	-	22,5	2,22	-
	Sat	42	6,0	-	22,1	2,29	-
	Sat	43	6,0	-	22,4	2,08	-
	Seca	28	0,0	20,5	-	2,85	-
	Seca	33	0,0	19,8	-	2,68	-
	Seca	34	0,0	19,9	-	1,98	78,38
	Seca	37	0,0	20,9	-	2,69	-
	Seca	39	0,0	19,4	-	2,63	79,90
	Seca	41	0,0	21,0	-	2,37	-
Trafaria (TRa)	Sat.	4	18,0	-	19,1	0,38	-
	Sat	7	19,0	-	18,7	0,50	-
	Sat	10	19,0	-	18,8	0,42	-
	Sat	11	19,0	-	19,0	0,27	-
	Sat	13	18,0	-	19,0	0,48	70,82
	Sat	14	16,0	-	19,3	0,43	72,25
	Sat	15	17,0	-	19,1	0,44	72,03
	Sat	16	19,0	-	19,3	0,37	-
	Sat	21	18,0	-	19,4	0,50	-
	Sat	22	17,0	-	19,4	0,43	-
	Seca	1	0,0	16,2	-	1,18	-
	Seca	3	0,0	16,0	-	1,22	-
	Seca	5	0,0	16,2	-	0,85	-
	Seca	12	0,0	16,5	-	1,31	-
	Seca	17	0,0	15,8	-	1,11	68,93
	Seca	18	0,0	16,7	-	1,10	67,10
	Seca	19	0,0	15,7	-	0,95	70,12
	Seca	20	0,0	16,6	-	0,96	-
	Seca	23	0,0	16,3	-	0,77	-
	Seca	24	0,0	16,0	-	1,20	-
	Seca	25	0,0	16,0	-	1,03	-
	Seca	26	0,0	16,1	-	0,99	-

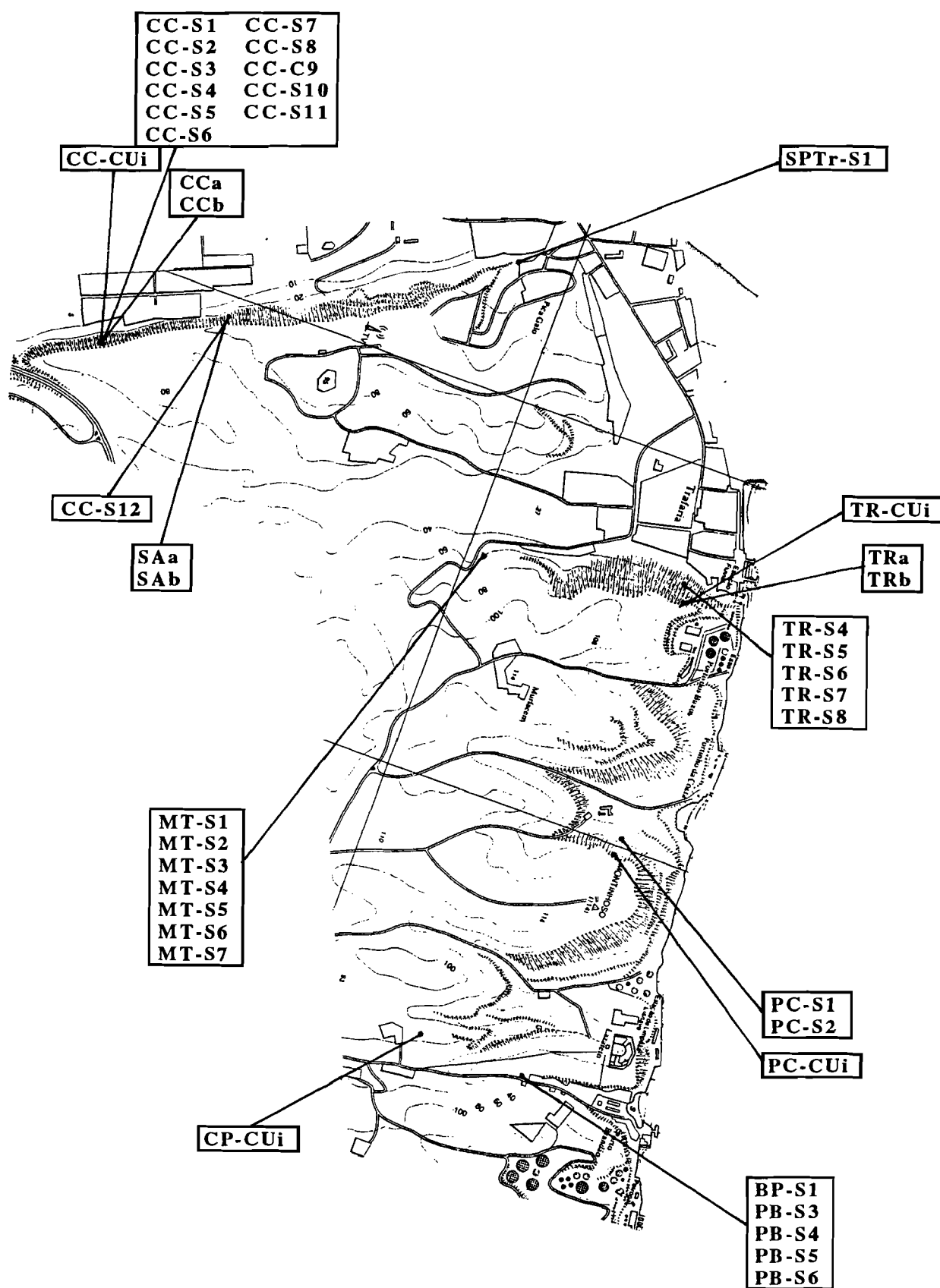
Local (Amostra)	Seca / Saturada	Provete	W (%)	γd (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	σt (MPa)	CaCO ₃ (%)
Trafaria (TRb)	Sat.	30	7,0	-	20,3	1,63	
	Sat.	32	12,0	-	20,4	1,07	78,22
	Sat.	33	11,0	-	20,9	1,15	81,40
	Sat.	35	10,0	-	20,8	1,48	83,59
	Sat.	39	11,0	-	19,8	1,29	
	Seca	27	0,0	18,0	-	1,51	
	Seca	34	0,0	18,8	-	2,41	82,30
	Seca	40	0,0	16,9	-	1,23	92,25
Costa de Caparica (CCa)	Sat.	24	15,0	-	19,4	0,20	47,08
	Sat.	26	17,0	-	18,4	0,17	-
	Sat.	27	20,0	-	19,4	0,13	-
	Sat.	28	18,0	-	18,4	0,24	-
	Sat.	31	18,0	-	19,4	0,22	-
	Sat.	33	21,0	-	18,0	0,10	57,42
	Sat.	34	20,0	-	18,5	0,16	59,40
	Sat.	35	16,0	-	19,1	0,28	58,82
	Sat.	36	15,0	-	19,7	0,21	-
	Sat.	38	17,0	-	19,6	0,21	-
	Sat.	40	15,0	-	19,5	0,24	49,20
	Sat.	41	15,0	-	19,6	0,23	46,91
	Seca	2	0,0	15,2	-	0,64	50,15
	Seca	3	0,0	17,0	-	0,65	53,35
	Seca	4	0,0	16,6	-	0,62	49,56
	Seca	5	0,0	16,7	-	0,51	-
	Seca	8	0,0	17,3	-	0,78	-
	Seca	12	0,0	16,1	-	0,53	-
	Seca	13	0,0	16,5	-	0,55	-
	Seca	14	0,0	15,0	-	0,40	-
	Seca	15	0,0	16,8	-	0,70	-
	Seca	16	0,0	16,2	-	0,49	-
	Seca	18	0,0	16,9	-	0,71	-
	Seca	20	0,0	15,0	-	0,49	-
	Seca	22	0,0	16,8	-	0,72	-
Costa de Caparica (CCb)	Sat.	43	6,0	-	23,1	2,26	-
	Sat.	46	6,0	-	22,4	1,26	-
	Sat.	47	6,0	-	21,6	1,72	-
	Sat.	52	5,0	-	22,8	2,12	-
	Sat.	53	5,0	-	22,2	1,61	-
	Sat.	54	4,0	-	22,2	2,51	43,18
	Sat.	62	6,0	-	22,6	2,11	-
	Sat.	65	4,0	-	22,7	2,91	41,62
	Sat.	66	4,0	-	25,2	2,53	44,60
	Sat.	71	6,0	-	22,8	2,20	-
	Seca	44	0,0	21,4	-	4,04	48,65
	Seca	48	0,0	23,7	-	4,53	44,25
	Seca	50	0,0	20,8	-	1,99	-
	Seca	51	0,0	21,1	-	3,08	-
	Seca	57	0,0	22,1	-	3,19	-
	Seca	60	0,0	20,9	-	2,57	-
	Seca	63	0,0	20,7	-	2,68	-
	Seca	64	0,0	19,7	-	1,92	-
	Seca	68	0,0	20,1	-	1,21	39,68
	Seca	69	0,0	21,1	-	3,22	43,29
	Seca	72	0,0	21,1	-	2,69	40,66
	Seca	73	0,0	21,4	-	3,02	-

Local (Amostra)	Seca / Saturada	Provete	W (%)	γd (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	σt (MPa)	CaCO ₃ (%)
S ^{to} . António de Caparica (SAa)	Sat.	2	17,0	-	19,7	0,43	-
	Sat.	4	21,0	-	19,0	0,34	-
	Sat.	6	21,0	-	18,1	0,18	-
	Sat.	7	19,0	-	19,2	0,32	-
	Sat.	9	16,0	-	19,5	0,26	-
	Sat.	10	17,0	-	19,4	0,25	69,00
	Sat.	15	21,0	-	18,5	0,09	-
	Sat.	17	20,0	-	18,3	0,12	-
	Sat.	20	21,0	-	18,6	0,12	-
	Seca	5	0,0	16,5	-	0,53	-
	Seca	8	0,0	16,1	-	0,59	-
	Seca	11	0,0	15,8	-	0,63	-
	Seca	12	0,0	15,4	-	0,54	-
	Seca	14	0,0	16,4	-	0,54	-
	Seca	22	0,0	16,8	-	0,41	-
	Seca	23	0,0	16,2	-	0,48	-
	Seca	25	0,0	14,7	-	0,48	61,10
	Seca	26	0,0	14,7	-	0,51	62,93
	Seca	27	0,0	15,0	-	0,60	-

Anexo III.6. - Localização das amostras de solo e de rocha recolhidas na área em estudo. Extracto da Carta Hidrográfica do Porto de Lisboa INT 1876 (1997).



Anexo III.6 - Localização das amostras (continuação).



ANEXO IV

Cálculos efectuados para interpretação dos mecanismos de rotura.

Anexo IV.1 - Desmoronamento na escarpa entre Boca do Vento e Fonte da Pipa (1996).

Anexo IV.1.1 - Corte litológico do talude sob o miradouro Luís de Queiróz, onde se deu o desmoronamento de Janeiro de 1996.

Anexo IV.1.2 - Retroanálise.

Anexo IV.2 - Cálculos de estabilidade referentes ao escorregamento de Porto Brandão (Dezembro de 1995).

Anexo IV.3 - Cálculos de estabilidade referentes ao escorregamento sobre a EN 377-1 (Janeiro de 1996).

Anexo IV.4 - Cálculos de estabilidade referentes ao escorregamento de S. Pedro da Trafaria (Janeiro de 1996).

Anexo IV.5 - Cálculos de estabilidade referentes ao desmoronamento de Junho de 1989 na Costa de Caparica

Anexo IV.6 - Cálculos de estabilidade referentes ao desmoronamento de 1998 na Costa de Caparica

Anexo IV.1.1 - Corte litológico do talude sob o miradouro Luís de Queiróz, onde se deu o desmoronamento de Janeiro de 1996

Descrição das camadas (de baixo para cima):

A - Siltes argilosos cinzentos (parcialmente encobertos por aterros).

B - Calcário algo arenoso rico em conchas, de cor amarelo-acinzentada, com laivos rosados (0,8-1,0 m).

C - Estrato areno-siltoso, amarelo-alaranjado (0,2-0,3 m).

D - Silte argiloso cinzento com laivos acastanhados a alaranjados, com abundantes fissuras subverticais preenchidas por óxidos de ferro (2,3-2,5 m). Amostras FP-S1, FP-S4, FP-S5, FP-S6, FP-S7 e FP-S8.

E - Silte argiloso cinzento escuro esverdeado, muito fissurado (0,6-0,8 m). Amostra FP-S2.

F - Calcário muito rijo, lumachélico (conchas de grandes dimensões), com cristalizações de calcite, de cor amarelo-ocre a alaranjado passando, acima de 2,3 m contados a partir da base, a calcário mais brando, com muito menos conchas, de cor mais esbranquiçada. Apresenta-se em consola de grande balanço (2-3 m) recortada por diaclases parietais ou oblíquas à frente livre da escarpa com espaçamento métrico (8,8 m de espessura). Amostras FP-CUi e amostras FPa e FPb.

G - Siltes arenosos amarelo-esverdeados tornando-se mais cinzentos e menos arenosos para o topo. Apresentam densa rede de fissuras ricas em cristalizações de sais e óxidos de ferro. (1,5-1,7 m).

H - Silte cinzento-amarelado muito rico em restos de conchas que conferem à camada maior resistência aos efeitos da erosão (0,8-1,0 m). Amostra FP-S3.

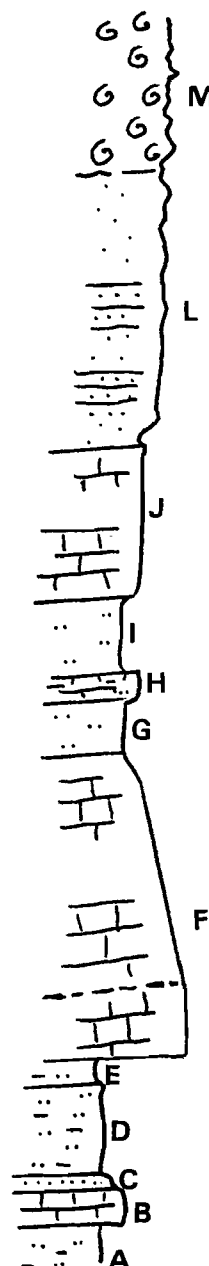
I - Siltes amarelo-esverdeados com fina intercalação mais argilosa, cinzenta (2,0 m).

J - Calcário algo arenoso de cor amarelada, saliente sobre a camada subjacente (4,0 m).

K - Calcarenitos fossilíferos (conchas de pequena dimensão) de cor castanho escuro a ocre e de aspecto cavernoso (6,0-7,0 m).

L - Lumachela quase exclusivamente formada por conchas de ostreídeos agregados numa matriz arenosa, formando consola com alguns decímetros de balanço sobre a camada subjacente. (5,0 m no mínimo).

O bloco destacado no desmoronamento de 1996 afectou as camadas D a I.



Anexo IV.1.2 - Desmoronamento de 1996 entre Boca do Vento e Fonte da Pipa: retroanálise.

Cálculo de volumes:

- Zona siltosa superior: 5,16 m³.
- Zona de calcários mais brandos: 28,52 m³.
- Zona de calcários mais rijos: 12,32 m³.
- Zona siltosa inferior: 3,87 m³.

Cálculo do peso da massa instabilizada:

- Zona siltosa superior: 20,8 kN.m⁻³ (admite-se $w = 22,25\%$) x 5,16 = 107,33 kN.
- Zona de calcários mais brandos: 18,8 kN.m⁻³ (admite-se $w = 5\%$) x 28,52 m³ = 536,18 kN.
- Zona de calcários mais rijos: 21,4 kN.m⁻³ (admite-se $w = 5\%$) x 12,32 m³ = 263,65 kN.
- Zona siltosa inferior: 20,8 kN.m⁻³ (admite-se $w = 22,25\%$) x 3,87 m³ = 80,50 kN.

Peso total: $W = 987,66$ kN.

Considera-se:

Z (altura da fenda por detrás do bloco): 12,4 m.

H (altura total da massa em movimento): 15 m.

i (inclinação da superfície de corte): 45°.

A área da superfície de corte é dada por: $A = (H-Z) \cdot \text{coseci}$.

$$A = 3,68 \text{ m}^2.$$

a) Situação de fenda sem água:

No equilíbrio limite ($FS = 1$): $W \cdot \text{seni} = c \cdot A + W \cdot \text{cosi} \cdot \text{tg } \phi$

Resolvendo em ordem à coesão, fica: $c = \frac{W \cdot (\text{seni} - \text{cosi} \cdot \text{tg } \phi)}{A}$

$$\text{Para } \phi = 25^\circ: c = \frac{987,66 \text{ kN} \cdot (\text{sen}45^\circ - \text{cos}45^\circ \cdot \text{tg}25^\circ)}{3,68 \text{ m}^2} = 101,3 \text{ kN.m}^{-2}$$

$$\text{Para } \phi = 30^\circ: c = \frac{987,66 \text{ kN} \cdot (\text{sen}45^\circ - \text{cos}45^\circ \cdot \text{tg}30^\circ)}{3,68 \text{ m}^2} = 80,2 \text{ kN.m}^{-2}$$

$$\text{Para } \phi = 35^\circ: c = \frac{987,66 \text{ kN} \cdot (\text{sen}45^\circ - \text{cos}45^\circ \cdot \text{tg}35^\circ)}{3,68 \text{ m}^2} = 56,9 \text{ kN.m}^{-2}$$

b) Situação de fenda totalmente preenchida por água $z_w = Z$:

No equilíbrio limite: $W.\text{sen } i + P_w.\text{cos } i = c.A + (W.\text{cos } i - P_w.\text{sen } i).\text{tg } \phi$

Resolvendo em ordem à coesão, fica: $c = \frac{W.\text{sen } i + P_w.\text{cos } i - (W.\text{cos } i - P_w.\text{sen } i).\text{tg } \phi}{A}$

Pressão hidrostática $P_w = 1/2.\gamma_w.z_w^2 = 1/2.9,81.12,42 = 754,2 \text{ kN.m}$

Para $\phi = 25^\circ$: $c = 313,8 \text{ kN.m}^{-2}$

Para $\phi = 30^\circ$: $c = 308,8 \text{ kN.m}^{-2}$

Para $\phi = 35^\circ$: $c = 303,3 \text{ kN.m}^{-2}$

Anexo IV.2 - Cálculos de estabilidade referentes ao escorregamento de Porto Brandão

Para todos os cálculos, admitem-se as seguintes condições:

$$R = 20,25\text{m} \quad a = 0\text{m} \quad z = 0\text{m}$$

$$\gamma_t = 19,7 \text{ kN.m}^{-3}$$

$$\gamma_{\text{sat}} = 21,2 \text{ kN.m}^{-3}$$

$$\gamma_w = 9,8 \text{ kN.m}^{-3}$$

Fatia	h	h _w	h-h _w	Δx	α	c	φ	FS inicial	X	Y	Z	X/(1+Y/FS)	1ª cond. (>0)	2ª cond. (>0,2)
1	2,0	1,5	0,5	0,9	62	12,2	34	1,0	58,15	1,266067	33,097	25,662757	5,27	1,06
2	3,1	2,8	0,5	1,3	60	12,2	34	1,0	97,93	1,166095	73,483	45,210498	17,87	1,08
3	5,0	4,8	0,2	2,75	50	12,2	34	1,0	221,24	0,802605	222,67	122,7356	44,92	1,16
4	6,0	6,0	0,0	2,5	40	12,2	34	1,0	190,23	0,565206	204,406	121,53522	58,73	1,20
5	6,0	6,0	0,0	2,5	30	12,2	34	1,0	168,29	0,388936	159,000	121,16496	61,75	1,20
6	5,5	5,4	0,1	2,5	25	12,2	34	1,0	151,76	0,314143	123,035	115,48535	58,16	1,19
7	4,4	4,3	0,1	2,5	18	12,2	34	1,0	122,41	0,2189	71,947	100,42861	47,24	1,16
8	3,4	3,1	0,3	0,8	13	12,2	34	1,0	32,85	0,15554	12,891	28,424215	38,59	1,13
9	2,8	2,5	0,3	0,8	11	12,2	34	1,0	28,85	0,130958	8,992	25,505152	32,17	1,11
10	1,5	1,5	0,0	2,1	8	12,2	34	1,0	50,32	0,094686	9,294	45,963008	15,48	1,08
											909,522	706,15237		

Iterações	FS
1	0,7764
2	0,7123
3	0,6897
4	0,6812
5	0,6779
6	0,6766
7	0,6761
8	0,6759
9	0,6758
10	0,6758

Fatia	h	h _w	h-h _w	Δx	α	c	φ	FS inicial	X	Y	Z	X/(1+Y/FS)	1ª cond. (>0)	2ª cond. (>0,2)
1	2,0	0,0	2,0	0,9	62	12,2	34	1,0	74,23	1,266067	31,309	32,755065	17,72	1,06
2	3,1	0,0	3,1	1,3	60	12,2	34	1,0	138,62	1,166095	68,755	63,996677	41,11	1,08
3	5,0	0,0	5,0	2,75	50	12,2	34	1,0	336,08	0,65043	207,502	186,43875	84,76	1,16
4	6,0	0,0	6,0	2,5	40	12,2	34	1,0	299,75	0,565206	189,944	191,5066	108,53	1,20
5	6,0	0,0	6,0	2,5	30	12,2	34	1,0	265,18	0,388936	147,750	190,92318	111,55	1,20
6	5,5	0,0	5,5	2,5	25	12,2	34	1,0	235,09	0,314143	114,477	178,89485	102,98	1,19
7	4,4	0,0	4,4	2,5	18	12,2	34	1,0	185,65	0,2189	66,964	152,3804	82,93	1,16
8	3,4	0,0	3,4	0,8	13	12,2	34	1,0	47,08	0,15554	12,054	40,747173	64,32	1,13
9	2,8	0,0	2,8	0,8	11	12,2	34	1,0	40,24	0,130958	8,420	35,584035	52,92	1,11
10	1,5	0,0	1,5	2,1	8	12,2	34	1,0	68,11	0,094686	8,636	62,220278	27,93	1,08
											847,174	1073,1543		

Iterações	FS
1	1,2667
2	1,3578
3	1,3831
4	1,3897
5	1,3914
6	1,3919
7	1,3920
8	1,3920

Fatia	h	h _w	h-h _w	Δx	α	c	φ	FS inicial	X	Y	Z	X/(1+Y/FS)	1ª cond. (>0)	2ª cond. (>0,2)
1	2,0	0,0	2,0	0,9	62	12,2	34	1,0	74,23	1,266067	31,309	32,755065	17,72	1,06
2	3,1	0,0	3,1	1,3	60	12,2	34	1,0	138,62	1,166095	68,75	63,996677	41,11	1,08
3	5,0	1,9	3,1	2,75	50	12,2	34	1,0	290,62	0,802605	213,506	161,2229	68,99	1,16
4	6,0	3,1	2,9	2,5	40	12,2	34	1,0	243,16	0,565206	197,416	155,35472	82,8	1,20
5	6,0	3,8	2,2	2,5	30	12,2	34	1,0	203,82	0,388936	154,875	146,74298	80,01	1,20
6	5,5	3,55	1,95	2,5	25	12,2	34	1,0	180,31	0,314143	120,103	137,20898	73,51	1,19
7	4,4	2,7	1,7	2,5	18	12,2	34	1,0	145,94	0,2189	70,093	119,73258	60,52	1,16
8	3,4	2,0	1,4	0,8	13	12,2	34	1,0	37,9	0,15554	12,594	32,796877	47,72	1,13
9	2,8	1,55	1,25	0,8	11	12,2	34	1,0	33,18	0,130958	8,775	29,335128	40,05	1,11
10	1,5	0,85	0,65	2,1	8	12,2	34	1,0	58,03	0,094686	9,009	53,007825	20,88	1,08
											877,425	879,1459		

Iterações	FS
1	1,0020
2	1,0026
3	1,0028
4	1,0029

5 1,0029

Fatia	h	h _w	h-h _w	Δx	α	c	φ	FS inicial	X	Y	Z	X/(1+Y/FS)	1ª cond. (>0)	2ª cond. (>0,2)
1	2,0	0,0	2,0	0,9	62	12,08	34	1,0	74,00	1,266067	31,309	32,653652	17,95	1,06
2	3,1	0,0	3,1	1,3	60	12,08	34	1,0	138,31	1,166095	68,755	63,852771	41,31	1,08
3	5,0	1,9	3,1	2,75	50	12,08	34	1,0	290,11	0,802605	213,506	160,93824	69,14	1,16
4	6,0	3,1	2,9	2,5	40	12,08	34	1,0	242,77	0,565206	197,416	155,1459	82,90	1,20
5	6,0	3,8	2,2	2,5	30	12,08	34	1,0	203,47	0,388936	154,875	146,49361	80,07	1,20
6	5,5	3,55	1,95	2,5	25	12,08	34	1,0	179,98	0,314143	120,103	136,95712	73,57	1,19
7	4,4	2,7	1,7	2,5	18	12,08	34	1,0	145,63	0,2189	70,093	119,47381	60,56	1,16
8	3,4	2,0	1,4	0,8	13	12,08	34	1,0	37,80	0,15554	12,594	32,711616	47,75	1,13
9	2,8	1,55	1,25	0,8	11	12,08	34	1,0	33,08	0,130958	8,775	29,248657	40,08	1,11
10	1,5	0,85	0,65	2,1	8	12,08	34	1,0	57,77	0,094686	9,009	52,775362	20,89	1,08
											877,425	877,43406		

Iterações FS
1 1,0000
1 1,0000

Fatia	h	h _w	h-h _w	Δx	α	c	φ	FS inicial	X	Y	Z	X/(1+Y/FS)	1ª cond. (>0)	2ª cond. (>0,2)
1	2,0	0,0	2,0	0,9	62	16,32	30	1,0	74,79	1,083738	31,309	35,892532	9,79	0,98
2	3,1	0,0	3,1	1,3	60	16,32	30	1,0	133,93	0,998163	68,755	67,024321	33,8	1,00
3	5,0	1,9	3,1	2,75	50	16,32	30	1,0	273,90	0,68702	213,506	162,35607	63,97	1,08
4	6,0	3,1	2,9	2,5	40	16,32	30	1,0	227,32	0,48381	197,416	153,19868	79,26	1,14
5	6,0	3,8	2,2	2,5	30	16,32	30	1,0	191,43	0,332925	154,875	143,61444	77,57	1,15
6	5,5	3,55	1,95	2,5	25	16,32	30	1,0	170,55	0,268902	120,103	134,41112	71,54	1,15
7	4,4	2,7	1,7	2,5	18	16,32	30	1,0	140,37	0,187366	70,093	118,22061	59,15	1,13
8	3,4	2,0	1,4	0,8	13	16,32	30	1,0	37,27	0,13314	12,594	32,86847	46,75	1,10
9	2,8	1,55	1,25	0,8	11	16,32	30	1,0	33,19	0,112098	8,775	29,84304	39,23	1,09
10	1,5	0,85	0,65	2,1	8	16,32	30	1,0	62,13	0,08115	9,009	57,47476	20,28	1,07
											877,425	877,44766		

Iterações FS
1 1,0000
1 1,0000

Cálculo do Factor de Segurança para a situação anterior à remobilização do movimento.

Fatia	h	h _w	h-h _w	Δx	α	c	φ	FS inicial	X	Y	Z	X/(1+Y/FS)	1ª cond. (>0)	2ª cond. (>0,2)
1	2,0	0,0	2,0	1,0	55	0,0	27,5	1,0	35,71	0,742236	32,275	20,498158	40,14	1,00
2	3,0	0,0	3,0	1,1	50	0,0	27,5	1,0	52,59	0,619462	49,801	32,473684	59,72	1,04
3	3,5	0,0	3,5	1,7	46	0,0	27,5	1,0	87,75	0,538304	84,317	57,043396	69,49	1,07
4	4,25	0,0	4,25	2,5	40	0,0	27,5	1,0	142,11	0,436234	134,543	98,947675	84,16	1,10
5	4,5	0,0	4,5	2,5	32	0,0	27,5	1,0	135,94	0,324888	117,443	102,60307	88,97	1,12
6	4,25	0,0	4,25	2,5	24	0,0	27,5	1,0	119,19	0,231501	85,135	96,784918	83,96	1,13
7	3,75	0,0	3,75	2,5	18	0,0	27,5	1,0	101,02	0,16895	57,072	86,423379	74,04	1,11
8	2,75	0,0	2,75	2,5	9	0,0	27,5	1,0	71,34	0,082358	21,187	65,911487	54,26	1,07
9	1,5	0,0	1,5	3,3	3	0,0	27,5	1,0	50,8	0,027252	5,104	49,454768	29,58	1,03
											586,877	610,14063		

Iterações	FS
1	1,0396
2	1,0484
3	1,0503
4	1,0507
5	1,0508
6	1,0508

Anexo IV.3 - Cálculos de estabilidade respeitantes ao escorregamento sobre a EN 377-1

Expressão do Factor de Segurança para situações de talude "infinito" totalmente saturado com percolação paralela à superfície:

$$FS = c + \gamma' \cdot d \cdot \cos^2 i \cdot \operatorname{tg} \phi / \gamma_{\text{sat}} \cdot d \cdot \cos i \cdot \operatorname{sen} i \quad \text{em que:}$$

γ_{sat} (peso específico do terreno saturado): 18,3 kN.m⁻³ (admite-se $w = 26 \%$)

γ' (peso específico submerso) = $\gamma_{\text{sat}} - \gamma_w = 18,3 - 9,81 = 8,5 \text{ kN.m}^{-3}$

d (profundidade da superfície de escorregamento): 4 m

i (inclinação do talude e da superfície de escorregamento): 11°.

a) Resolvendo, na situação de equilíbrio ($FS = 1$), a expressão em ordem a ϕ tendo-se fixado o valor de c em 10,8 kPa:

$$c + \gamma' \cdot d \cdot \cos^2 i \cdot \operatorname{tg} \phi = \gamma_{\text{sat}} \cdot d \cdot \cos i \cdot \operatorname{sen} i$$

$$\operatorname{tg} \phi = \gamma_{\text{sat}} \cdot d \cdot \cos i \cdot \operatorname{sen} i / c + \gamma' \cdot d \cdot \cos^2 i$$

$$\operatorname{tg} \phi = 18,3 \times 4 \times \cos 11^\circ \times \operatorname{sen} 11^\circ / 10,8 + 8,5 \times 4 \times \cos^2 11^\circ$$

$$\phi = 17,5^\circ$$

b) Resolvendo agora a expressão em ordem à coesão, fixando ϕ em 20°:

$$c = \gamma_{\text{sat}} \cdot d \cdot \cos i \cdot \operatorname{sen} i - \gamma' \cdot d \cdot \cos^2 i \cdot \operatorname{tg} \phi$$

$$c = 18,3 \times 4 \times \cos 11^\circ \times \operatorname{sen} 11^\circ - 8,5 \times 4 \times \cos^2 11^\circ \times \operatorname{tg} 20^\circ = 1,8 \text{ kPa.}$$

c) Obtenção de parâmetros resistentes com o terreno no estado residual.

Admitindo, à partida, uma coesão nula, a expressão do factor de segurança passa para:

$$FS = \gamma' \cdot \operatorname{tg} \phi / \gamma_{\text{sat}} \cdot \operatorname{tg} i$$

$$\text{No equilíbrio limite: } \operatorname{tg} \phi = \operatorname{tg} i \cdot \gamma_{\text{sat}} / \gamma'$$

$$\operatorname{tg} \phi = \operatorname{tg} 11^\circ \cdot 18,3 / 8,5$$

$$\phi = 22,7^\circ$$

d) Obtenção do Factor de Segurança para a situação de nível freático a 1 m de profundidade.

Considerando **h** como a espessura, medida na vertical, de terreno seco, acima do nível freático, a expressão do factor de segurança pode-se escrever como:

$$\mathbf{FS} = [(d-h) \cdot \gamma' + h \cdot \gamma_{sat}] \cdot \cos^2 i \cdot \operatorname{tg} \phi / d \cdot \gamma_{sat} \cdot \cos i \cdot \sin i =$$

$$\mathbf{FS} = (d \cdot \gamma' - h \cdot \gamma' + h \cdot \gamma_{sat}) \cdot \operatorname{tg} \phi / d \cdot \gamma_{sat} \cdot \operatorname{tg} i$$

$$\mathbf{FS} = 1,29$$

Anexo IV.4 - Cálculos de estabilidade referentes ao escorregamento de S. Pedro da Trafaria (Janeiro de 1996).

A massa escorregada foi dividida em 10 fatias para facilitar a avaliação do volume.

V_i (Volume das fatias)

W (Peso das fatias)

Considera-se o γ_t (peso específico natural) igual a 20 kN.m^{-3} e o γ_{sat} (peso específico saturado) igual a $22,1 \text{ kN.m}^{-3}$. Este valor foi determinado com base nos valores obtidos de peso específico seco e de teor em água pouco tempo decorrido após o escorregamento.

N (Componente normal do peso de cada fatia) = $W \cdot \cos i$

T (Componente tangencial do peso de cada fatia) = $W \cdot \sin i$

U (Pressão neutra) = $h_w \cdot \gamma_w$

a) Primeira hipótese: a rotura deu-se com o terreno com nível freático a 3 m de profundidade na zona da crista. Inexistência de fenda de tracção.

Fatias	Volume (m^3)	Peso (W) (kN)	U (kN.m)
1	10,5	236,1	20
2	13	280,8	40
3	13,2	282,5	44
4	24	494,7	48
5	10	221,0	50
6	8,8	194,5	44
7	6,4	141,4	32
8	8,8	194,5	22
9	4	88,4	20
10	4,2	92,8	14
TOTAL		1844,79	334

A expressão do Factor de Segurança é:

$$FS = \frac{(W \cdot \cos i - U) \cdot \tan \phi}{W \cdot \sin i}$$

$$FS = 1 \ 399,536 \cdot \tan \phi / 630,955$$

No equilíbrio limite: (FS = 1): $\phi = 24,3^\circ$

b) Segunda hipótese: O terreno encontra-se totalmente saturado e admite-se a existência de fenda de tracção coincidente com a escarpa de topo do escorregamento. A mesma estaria, no momento da rotura, praticamente cheia de água ($z_w = 6 \text{ m}$):

Fatias	Volume (m ³)	Peso (W) (kN)	U (kN.m)
1	10,5	250,2	34
2	13	287,3	65
3	13,2	291,7	66
4	24	530,4	60
5	10	221,0	50
6	8,8	194,5	44
7	6,4	141,4	32
8	8,8	194,5	22
9	4	88,4	20
10	4,2	92,8	14
TOTAL		2288,2	407

Pressão hidrostática: $P_w = 180 \text{ kN.m}$ (através da expressão $P_w = 1/2 \cdot \gamma_w \cdot z_w^2$).

A expressão do Factor de Segurança passa a ser:

$$FS = \frac{(W \cdot \cos i - U - P_w \cdot \sin i) \cdot \tan \phi}{W \cdot \sin i + P_w \cdot \cos i}$$

Resolvendo, na situação de equilíbrio limite, a expressão em ordem a $\tan \phi$:

$$W \cdot \sin i + P_w \cdot \cos i = (W \cdot \cos i - U - P_w \cdot \sin i) \cdot \tan \phi$$

$$\text{Fica: } 1668,4 \cdot \tan \phi = 946,9 \quad \text{então, } \phi = 29,6^\circ$$

c) Efeito do descalce do sopé do talude devido à construção de um muro de suporte à cota (18,00):

Fatias	Volume (m ³)	Peso (W) (kN)	U (kN.m)
11	1,2	26,5	12
12	1,26	27,8	9
13	1,12	24,8	7
TOTAL		79,1	28

Componente normal do peso do terreno removido: 74,3 kN

Componente tangencial: 27,1 kN

Adicionando estes valores aos correspondentes do resto do talude, a expressão de **FS** fica:

$$\text{Primeira hipótese: } FS = \frac{(1923,89 \cdot \cos 20^\circ - 362) \cdot \tan 24,3^\circ}{1923,89 \cdot \sin 20^\circ} = 1,000$$

$$\text{Segunda hipótese: } FS = \frac{(2367,3 \cdot \cos 20^\circ - 435 - 180 \cdot \sin 20^\circ) \cdot \tan 29,6^\circ}{2367,3 \cdot \sin 20^\circ + 180 \cdot \cos 20^\circ} = 1,003$$

Anexo IV.5 - Cálculos de estabilidade referentes ao desmoronamento de Junho de 1989 na Costa de Caparica

Determinação do volume do bloco caído:

$$V_1 \text{ (zona acima do nível freático): } 4,5 \times 15 \times 1 = 67,5 \text{ m}^3$$

$$V_2 \text{ (zona abaixo do nível freático): } (5 \times 1,5) + (4 \times 3) = 19,5 \text{ m}^3$$

Peso do bloco caído:

$$W_1 = 67,5 \text{ m}^3 \times 16,8 \text{ kN.m}^{-3} = 1134 \text{ kN (considera-se } w = 5 \text{ \%)}$$

$$W_2 = 19,5 \text{ m}^3 \times 18,74 \text{ kN.m}^{-3} = 365,4 \text{ kN (considera-se } w = 12 \text{ \%)}$$

$$W \text{ total} = 1499,4 \text{ kN (aproximadamente 1500 kN)}$$

Considerando a superfície lisa que corta os terrenos siltsos uma superfície de escorregamento com as seguintes características:

$$i = 55^\circ$$

$$A = 12 \text{ m}$$

e utilizando, para o equilíbrio limite, a expressão $W.\text{sen } i = c.A + W.\text{cos } i.\text{tg } \phi$,

resolvendo-a em ordem à coesão, fixando o valor de ϕ em 30° ,

$$\text{fica: } c = \frac{W.\text{sen } i - W.\text{cos } i.\text{tg } \phi}{A}$$

$$c = \frac{1500 \times \text{sen } 55^\circ - 1500 \times \text{cos } 55^\circ \times \text{tg } 30^\circ}{12}$$

$$c = 61,0 \text{ kN.m}^{-2}$$

Os restantes cálculos respeitantes a este movimento são apresentados no texto.

Anexo IV.6 - Cálculos de estabilidade referentes ao desmoronamento de 1998 na Costa de Caparica.

Determinação do volume do bloco caído:

V₁ (zona superior, mais rija): 7,5 m³

V₂ (zona inferior, mais branda, acima do nível freático): 5,3 m³

V₃ (a mesma zona, abaixo do nível freático): 0,45 m³

Peso do bloco caído:

W₁ = 7,5 m³ x 16,3 kN.m⁻³ = 122,25 kN (considera-se $\gamma_d = 15,8 \text{ kN.m}^{-3}$ e $w = 5 \%$)

W₂ = 5,3 m³ x 15,9 kN.m⁻³ = 97,62 kN (considera-se $\gamma_d = 15,5 \text{ kN.m}^{-3}$ e $w = 5 \%$)

W₃ = 0,45 m³ x 18,4 kN.m⁻³ = 8,28 kN (considera-se $\gamma_d = 15,5 \text{ kN.m}^{-3}$ e $w = 21 \%$)

W total = 228,2 kN

$$FS = \frac{c.A + (W.\cos i - P_w.\sin i).\operatorname{tg} \phi}{W.\sin i + P_w.\cos i}$$

$$P_w = 1/2 \times 9,81 \times 1^2 = 5 \text{ kN.m}$$

$$\text{No equilíbrio limite: } c.A + (W.\cos i - P_w.\sin i).\operatorname{tg} \phi = W.\sin i + P_w.\cos i$$

Fixando $\phi = 33^\circ$ e resolvendo a expressão em ordem à coesão:

$$c = \frac{228,2.\sin 62^\circ + 5.\cos 62^\circ - (228,2.\cos 62^\circ - 5.\sin 62^\circ).\operatorname{tg} 33^\circ}{2,6}$$

$$c = 52,8 \text{ kPa}$$

Sem o efeito da pressão hidrostática ($P_w = 0$):

$$c = \frac{228,2.\sin 62^\circ - 228,2.\cos 62^\circ.\operatorname{tg} 33^\circ}{2,6}$$

$$c = 50,7 \text{ kPa}$$

